

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ УКРАЇНИ

Одеський державний університет ім. І. І. Мечникова

Геолого-географічний факультет

Ю. Д. ШУЙСЬКИЙ

**ОСНОВНІ РИСИ РЕЛЬЄФУ ДНА
СВІТОВОГО ОКЕАНУ**

Посібник до практичних занять з курсу

"Загальна океанологія"

Одеса
Астропринт
1998

ББК 26.823.2(9)я73
Ш953
УДК 551.552.462(26X075.8)

Розглянуті провідні характеристики рельєфу дна Світового океану, їх перелік, визначення, походження, фактори і процеси виникнення і розвитку, закономірності розповсюдження, параметри і особливості будови головних і другорядних форм рельєфу. Більш детально представлені ті ж характеристики окремо для Тихого, Атлантичного, Індійського, Північного Льодовитого океанів, наведена номенклатура позитивних і негативних форм донного рельєфу. Представлені назви всіх морів у згаданих океанах, з чисельними показниками площі, обсягу води, глибин, з назвами найсуттєвіших форм донного рельєфу. Наприкінці запропонована термінологія з морської геоморфології у вигляді стислого словника і наводиться перелік обов'язкової і допоміжної літератури.

Розраховано на студентів географічних спеціальностей університетів, інститутів, технікумів, академій, коледжів.

Друкується згідно рішення Вченої Ради
геолого-географічного факультету ОДУ

Рецензенти: доктор географічних наук, професор Є. В. Єлісєєва
кандидат географічних наук, доцент Г. В. Вихованець

Мовна редакція:
кандидат філологічних наук, доцент М. В. Пашенко

№ 1804070000-143 "Без оголош.

© Ю. Г. Д. Шуйський, 1998

ISBN 966-549-198-9

ВСТУП

Під час вивчення тих чи інших дисциплін фізико-географічного циклу важливого значення набуває безпосередня робота над фактичним матеріалом, зокрема — з природи Світового океану. Важливим його компонентом є рельєф дна на різних глибинах, широтах і в різних підрозділах. Як і на суходолі, рельєф є складним, його сукупність вміщує в себе різноманітні елементи різних розмірів, підлягає впливу багатьох ендегенних і екзогенних факторів і процесів. Часто в залежності від особливостей рельєфу дна виступають: режим океанічних течій, коливання рівня океанів і морів, процеси формування водних мас, стратифікація і змішування морської води й т.і. В деяких випадках рельєф суттєво впливає на товщину донних відкладів та їх композицію, на продуктивність морських організмів, на дрейф морського, річкового і материкового льоду.

При вивченні курсів "Загальної океанології" і "Фізичної географії Світового океану" студенти повинні засвоїти не тільки основні поняття, терміни, процеси формування, шляхи взаємодії форм рельєфу на дні Світового океану, але й знати назви позитивних і негативних форм рельєфу, розподіл підрозділів і їх основні параметри. Роботу з цим посібником доцільно одночасно і обов'язково проводити паралельно з роботою над атласами, загальногеографічними і батиметричними картами. З метою поглиблення знань щодо рельєфу морського дна, треба дати раду звернутися до низки бібліографічних джерел, що вміщені в кінці цього посібника.

Загальновідомим є визначення, запропоноване ще фундатором світової океанології акад. Ю.М.Шокальським, що *Світовий океан - це водний простір, який зайнятий всіма океанами, морями і їх частинами, у вигляді безперервної водної товщі Земної кулі*. Треба підкреслити специфічність розвитку гідрофізичних, гідрохімічних, геологічних і біологічних факторів і процесів в цій водній товщі, і вони є вкрай відмінними від тих, що спостерігаються в кордонах інших оболонок нашої планети. Площа акваторії Світового океану сягає 361,3 млн км², або 70,8% всієї площі поверхні Землі. Це майже в 2,5 разів більше, ніж площа поверхні суходолу. Загальна довжина берегової лінії, що виміряна на середньо- і дрібномасштабних картах, становить приблизно 777000 км. Коли умовно поділити поверхню Земної кулі на дві однакових за

площею півкулі таким чином, щоб в одній з них (материковій) вмістилося б максимум площі суходолу, а в другій (океанічній) - максимум площі водної акваторії, то й тоді поверхня океану в материковій півкулі займала б більшість (52,7%), порівняно з площею суходолу. Відповідно, в океанічній півкулі водною акваторією було б вкрито майже 90,5% всієї площі. Світовий океан має властивість єдності, її риси такі: безперервність водної оболонки, схожість значень солоності, газового складу води, наявність певного кола й сукупності хімічних елементів, термічна ємність, схожа природа хвиль, течій, режиму змін рівня Океану, тощо, і, як результат, - загальне схоже середовище мешкання водних організмів в межах всієї водної товщі.

В загальній системі Океану рельєф має визначальне місце, бо від нього багато в чому залежить кількість води в морях і океанах, динамічні процеси, обіг речовини і енергії. Рельєф виступає як важливе середовище, в якому залишилися сліди виникнення і подальшої еволюції не тільки Світового океану, а також нашої планети в цілому. Тому ця тема винесена на практичні вправи, метою яких є засвоєння картографічної номенклатури і придбання навичок щодо пояснення генезису і закономірностей географічного розташування форм рельєфу на дні Океану.

Структура цього навчального посібника вміщує висвітлення загальних рис рельєфу дна, за яким розглядається донний рельєф кожного з чотирьох наявних океанів - Тихого, Атлантичного, Індійського і Північного Льодовитого. Після кожного з відповідних розділів наводиться перелік головних позитивних і негативних форм донного рельєфу. А потім надається характеристика провідних параметрів всіх морів в межах кожного з океанів, в тому числі також суттєві форми ендегенного і екзогенного рельєфу. З метою засвоєння термінології з морської геоморфології і океанології, в кінцевій частині посібника наведено стислий перелік термінів, - тих, що найчастіше вживаються. Для поширення кругозору студентів наведені цікаві географічні факти, що мають відношення до вивчення природи Океану.

Цей навчальний посібник складено з використанням дорожок багатьох знавців океанології і фізичної географії Світового океану взагалі. Серед них такі видатні вчені, як М.О.Айбулатов, В.Д.Дібнер, О.Д.Добровольський, М.М.Єрмолаєв, В.Ф.Канаєв, О.К.Леонтьєв, В.М.Литвин, К.К.Марков, Г.Г.Матішов, В.В.Орленок, Г.Б.Удінцев, Ф.П.Шепард та інші. З їх наукових праць складені розділи посібника.

Автор широко дякує проф. є.в.єлісєєвій і доц. Г.В.Вихованець, які взяли на себе клопоти прочитати цей посібник і зробити цінні зауваження, дати поради для покращення матеріалу, що тут викладається. Особливу подяку хочу винести доц. М.В.Пашенко за якісну мовну редакцію, що треба підкреслити в зв'язку з нерозробленістю в українській мові географічної термінології з морських наук.

ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА РЕЛЬЄФУ ДНА СВІТОВОГО ОКЕАНУ

Дно океану молодше за саме океан, оскільки корінні породи, що лежать під товщею океанічної води, і донні осадки на поверхні корінного дна перманентно і тотально відновлюються, правда, - з різною інтенсивністю. Цей процес одночасно супроводжується змінами форм рельєфу. Найхарактерною загальною рисою рельєфу океанічного дна є повсюдне розповсюдження *серединних хребтів*, що мають довжину більше за 70000 км і ширину до кількох сотень кілометрів. Зона цих хребтів оцінюється в якості наймолодшої частини морського дна. В міру віддалення від вісі серединних хребтів в бік материків, вік гірських порід на дні взагалі збільшується.

За результатами вимірювання при допомозі електронного планіметра О.К.Леонтьєвим, С.А.Лук'яноюю і Л.І.Калініною були розраховані площі батиметричних "сходинок" на дні Світового океану в цілому і окремих океанів зокрема. Всього було ураховано 11 меж глибин ("сходинок"). Виявилось, що батиметрична сходинка 0-200 м глибини розповсюджена на площі 7,61 % від загальної (27499 тис. км²), сходинка 200-1000 м - 4,33% (15679 тис. км²). Майже стільки ж займають межі глибин 1000-2000 м - 4,34% (15682 тис. км²), а 2000-3000 м - майже в 2 рази більше (8,29%, чи 29961 тис. км²). В межах глибин 3000-4000 м площа океанічного дна становить 21,44% від загальної (77480 тис. км²), глибин 4000-5000 м - 32,54% (117481 тис. км²), глибин 5000-6000 м - 20,55% (74265 тис. км²), глибин 6000-7000 м - 0,81 % (2936 тис. км²), глибин 7000-8000 м - 0,06% (234 тис. км²), глибин 8000-9000 м - 0,02% (69 тис. км²), а глибин 9000-10000 м - тільки 0,01% (19 тис. км²). Відповідно, можна побудувати гіпсографічну криву лінії, на якій будуть відображені фундаментальні закономірності розподілу глибин дна Світового океану. Як можна бачити, майже третю частину площі займають глибини 4000-5000 м, а в інтервалі 3000-6000 м розташовано три чверті площі океанічного дна. Така ситуація віддзеркалилася в розповсюдженні основних і другорядних форм донного рельєфу в океанах і морях. За даними зазначених переліком літератури авторів, площа дна Світового океану дорівнює 361305 тис. км².

Серединні хребти та сукупність форм, що пов'язані з їх розвитком і структурою, можна визначити як складну гірську систему з глибокими рифтами вздовж багатьох їх ділянок і численними *розколинами* — структурами такого ж планетарного масштабу, як океанічне дно в цілому і як континенти. В осьовій зоні серединних хребтів чітко проявляються вузькі западини та розколини, які орієнтовані вздовж вісі хребта чи під певним кутом до нього. Вони розташовуються кулісоподібно один відносно наступного і попереднього. Також є вузькі та асиметричні на пересіку облямовуючі гребні та невеликі хребти. Названі западини й називають *рифтовими долинами*, тому що, за передбаченнями, вони мають структуру грабенів, які утворилися в умовах *спредінга* земної кори, і отже — називаються *рифтами*. Відповідні хребти, що облямовують ці грабени, носять назву *рифтових хребтів*, а вісьова зона в цілому — *рифтової зони*. Суттєвим елементом рельєфу цієї зони є значні за розмірами, чітко окреслені вузькі западини, які пов'язані із зонами поперечних розколин. Саме вони "розламують", "розрубують" серединні хребти повністю впересік розповсюдженню, і отримали назву *трансформних*, що утворюють своєрідну сітку на поверхні серединних хребтів і окреслюють окремі, дуже рухомі блоки земної кори. Досить чітко трансформні розколини і шпарини простежуються на Північно-Атлантичному, Аравійсько-індійському, Австрало-Антарктичному та інших хребтах.

З обох боків від хребтів розташовані *абісальні котловини*, що входять до складу системи *глибинного улоговиння океанів*. Рельєф тут не такий складний і розчленований, тому що він сепаратований в меншій мірі. Як правило, одна котловина відокремлюється від сусідньої позитивними формами рельєфу, з яких характерні *узвищення*, плато, пороги, але не такі великі за площею і високі, як серединні хребти.

Вздовж всіх берегів континентів і островів розташована відносно *мілинна стяга* ("зона"), що розповсюджується до глибин, на яких стає відчутним зростання похилу морського дна в напрямку океанічних глибоководних (абісальних) котловин. Саме ця частина морського дна відноситься до *шельфів*. Морфометричною особливістю шельфів є дуже повільні загальні похили поверхні в бік відкритої частини океанів і морів - взагалі не більше 2°. Пересічне в Світовому океані значення кута похилу дорівнює 0°07\

Саме верхня частина шельфів, що обмежується з боку відкритого моря глибинами від 1/3 до 1/2 довжини пересічної штормової вітрової хвилі, належить береговій зоні і відноситься до *підводного схилу*, цього морфометрично-генетичного підрозділу. З боку суходолу, верхньою межею підводного схилу є *берегова лінія*. Вище неї вздовж кривої пересіку, на

суходолі розташовується другий рельєфний підрозділ — *берег*. Він міститься між береговою лінією і найвищою лінією нахату на максимальну висоту того суходолу, що тяжіє до моря і охоплюється найбільшими штормовими хвилями під час вітро-хвильового нагону на неприпливних морях. На берегах припливних морів максимальна висота лінії штормового нахату розташовується на позначках приморського суходолу, коли співпадають одночасно максимальні величини вітро-хвильового нагону і припливного рівня високої води. Отже, на відміну від шельфів, берегова зона є "суходольно-водною", вона одночасно вміщує в себе прибережну частину моря і приморську частину суходолу, в межах яких відбувається дисипація механічної енергії вітрових і іншого походження морських хвиль. Берегова зона розвивається на контакті між океаном і суходолом, несе на собі властивості, процеси і риси суходолу, океану і чогось третього, яке не має аналогів в природі океану. Це третє виступає як результат взаємодії суходолу і моря і є принципово відмінним (в тому числі і форм рельєфу) від всіх інших елементів природи Світового океану. З наведеного щойно пояснення можна зазначити, що верхня межа шельфу починається від нижньої межі берегової зони, яка чисельно становить переважно не більше 25-30 м навіть в океанічних умовах, про що свідчать матеріали досліджень М.С.Сперанського, І.О.Леонтьєва, П.Брууна, П.Комара, С.Муселяка та інших авторів.

Як і в береговій зоні океану, в давньому і сучасному формуванні шельфів беруть участь ендегенні і екзогенні фактори і процеси. Зокрема, різноманітні нерівності рельєфу на поверхні шельфів вироблені екзараційними, льодовиковими акумулятивними, абразійними, прибережно-акумулятивними, ерозійно-річковими, акумулятивно-річковими, дельтовими, структурно-денудаційними, термоабразійними, еоловими та багатьма іншими факторами і процесами. На поточній стадії розвитку природної системи Світового океану великі площі на поверхні шельфів зобов'язані своїм походженням переважно акумулятивному процесу, а особливо в тих випадках, коли мова йде про трансгресивний шельф. Прикладом можуть бути прибережні обмілини, своєрідні продовження рельєфу берегової зони, що тяжіють до річкових гирл, в т.ч. і до дельт.

Походження шельфів визначається впливом сукупності, комплексу природних факторів, але серед цієї сукупності завжди виділяється провідний фактор, який і дає назву типам шельфів. Дослідниками-геоморфологами Ф.П.Шепардом, О.К. Леонтьєвим, К.О.Емері, Г.Б.Удінцевим виділяються 5 головних типів шельфів на підставі урахування комплексу фізико-географічних умов:

1. *Абразійно-акумулятивний полігенетичний шельф*. В процесі формування шельфів цього типу провідний стан займають екзогенні фактори,

головним чином — прибережно-морські. Їх дія веде до уповільнення, нівелювання, стирання нерівностей на поверхні дна. При цьому позитивні форми руйнуються і стираються, а негативні форми заповнюються осадковим матеріалом, як наприклад в Баренцевому), Північному, Карібському морях. Різновидністю цього типу виступає абразійно-аккумулятивний шельф з абразійною терасою в верхній його частині і з аккумулятивною терасою — в нижній, зовнішній частині. Ця різновидність зустрічається в деяких регіонах з західного боку Африки, в Середземному і в Каспійському морях.

2. Широко розповсюдженими є *структурно-абразійні* шельфи, що утворилися в результаті виникнення великої негативної структури і зрізання абразією порожистого узвищення, що розташований моремічно. Розташування є характерним в регіонах з нерівною поверхнею, як наприклад в західній частині Тихого океану, коло східного узбережжя Австралії.

3. *Абразійний тип шельфу*. Для його поперечного пересіку характерною є сходинко-подібна форма. Окремі ділянки його поформовані під час різного стану рівня водних басейнів. Він вироблений в корінних породах. Досить широко розповсюджений в Балтійському, Білому, Чорному, Охотському морях, в Біскайській і Бенгальській затоках, коло південних берегів Південної Америки.

4. *Акумулятивно-дельтовий тип шельфу*. Практично цілком вироблений в шарах сучасних осадків. Морфологія поверхні дна багато в чому залежить від темпів надходження і скидання на дно теригенних наносів річок, процесів формування дельт та інтенсивності гідрогенних процесів на шельфі, в тому числі і припливно-хвильових. В якості прикладів можуть бути названі ділянки шельфів біля дельт Міссісіппі, Нігеру, Амазонки-Оріноко, Хуанхе, Нілу і ін.

5. *Трансгресивний шельф*. Формується впродовж періоду відносного підняття рівня океану і затоплення платформеної сінеклізи.

Між шельфом та глибоководним улоговинням океану міститься *перехідна зона* від материкових до океанічних структур земної кори. В застарілих публікаціях замість перехідної зони згадується континентальний схил. Але потожнювати ці поняття неварто, оскільки поняття *перехідна зона* є більше складним і набагато розгалуженим, а континентальний схил може бути одним із складових елементів перехідної зони. Але разом з тим, є сенс коротко вказати на деякі характеристики континентального схилу.

На відміну від шельфів, похили поверхні континентального схилу можуть сягати 4-7°, майже завжди не менше за 2-3°, а в окремих випадках — навіть до 20-40°. Верхньою межею цієї морфоструктури вважається глибина в середньому 200 м, хоча ця межа, як частина земної кори, може

починатися від глибин 20-50 м, в деяких регіонах — з 400-500 м, і навіть — з 800 м. Нижня частина цього схилу характеризується глибинами від 1000-1500 м і до 4000-6000 м, але пересічно ця межа сягає 3000 м.

Спрощене уявлення про континентальний схил як гігантський ескарп, що відокремлює шельф від глибоководного океанічного улоговиння, не відповідає дійсності, що спостерігається і було отримане на основі окремих ехолотних вимірювань високої якості протягом часу останніх кількох десятиріч років. Найновий фактичний матеріал свідчить про існування широкої, розгалуженої і складної зони переходу між шельфом і глибоководним улоговинням. Як показали геоморфологічні морські дослідження, лише в окремих регіонах дна Світового океану простежується типовий, "класичний" материковий схил у вигляді ескарпу, наприклад — біля Атлантичного узбережжя США і Бразилії, в Біскайській затоці, вздовж західного узбережжя Африки. Найчастіше за все, перехідна зона дна характеризується досить складною будовою рельєфу, відчутною і сильною різницею глибин, складною сукупністю підвищень і хребтів, западин, крутих схилів підводних гір і височин. Саме в цьому зв'язку термін "континентальний схил", що ще зустрічається в географічній літературі, рекомендовано замінити терміном "перехідна зона", чи "зона переходу від материка до улоговиння океану". В свою чергу, континентальний схил може бути одним з геоморфологічних елементів перехідної зони.

В наукових роботах Г.Б.Удінцева, О.К.Леонтьєва, В.В.Орленка, В.Ф.Канаєва, В.І.Мисливця, В.М.Литвина й інших авторів виділяється декілька різновидностей перехідної зони океану:

1. *Класичний континентальний схил*.

2. *Закономірне злиття крайкових або внутрішніх океанічно-морських котловин (в багатьох випадках вони окреслені материковими схилами), островних чейнів і глибоководних тренчів*. Як приклад, можна навести велику площу дна в західній частині Тихого океану.

3. *Значної ширини система донних абісальних котловин*, які розділені більше чи менше чітко вираженими та прямолінійно орієнтованими підводними узвишеннями — порогами. За приклад може слугувати дно північної частини Атлантичного океану і атлантичний сектор Арктичного басейну.

4. *Дрібно розчленовані, але порівняно вузькі перехідні зони*. Вони утворюють складний комплекс плоскодонних западин і плосковершинних підвищень чи хребтів. Прикладами виступають ділянки дна біля Каліфорнійського узбережжя Північної Америки (Тихий океан), біля Аравійського узбережжя Індійського океану.

Глибоководне улоговиння (глибини більше за 3000 м), перехідна зона (середній інтервал глибин 3000-200 м), шельф (менше за 200 м) являють собою провідні генетико-морфологічні підрозділи або категорії дна Світового океану. Площа кожного з них дорівнює відповідно 277,1; 55,0 і 27,5 млн км², що від загальної площі дна океану становить 77,1%, 15,3% і 7,6%. Важливою батиметричною характеристикою є те, що в океані переважають глибини від 3000 до 6000 м. На них припадає майже 75% площі дна Світового океану, або 54% всієї площі Земної кулі. Для орієнтовного уявлення про різні основні форми донного рельєфу можна звернутися до підрахунків В.Н.Степанова (табл. 1). Але разом з тим треба тут зауважити, що цей автор наводить результати з урахуванням саме континентального схилу, а не перехідної зони океанічного дна.

На протязі останніх 15-20 років схема глобального підрозділу рельєфу дещо змінилася. Зокрема, виникла потреба уточнити межі шельфу за рахунок занесення до загальної схеми також і берегової зони моря, природа і закономірності розвитку якої принципово відрізняються від природи реального шельфу, а тим паче — глибоководних областей дна. Ці зміни треба обов'язково враховувати під час користування підручниками чи посібниками різних років видання. Всього в межах океанічного дна підрозділяються основні форми і вторинні форми донного рельєфу. Основних (глобальних) налічується п'ять, і вони окреслюються за генетичними (ендогенним і екзогенним) принципами. Це *берегова зона моря і підводна крайка материків*, на які разом припадає 73,6 млн км² (20,3% від загальної площі), перехідна зона на площі 36,0 млн км² (10,0%), глибоководне улоговиння океану на площі 200,3 млн км² (55,0%) і серединні океанічні хребти, які займають 53,2 млн км² (14,7%). Кожна з таких глобальних структурних форм вищої категорії містить в собі відповідні другорядні форми донного рельєфу:

/ . *Берегова зона моря:*

Ia — берег; **Iб** — підводний схил.

// . *Підводна крайка материків:*

Па — шельф; **Пб** — материковий схил; **Пв** — материковий підсхил.

/// . *Перехідна зона:*

IIa — котловини крайкових морів; **IIб** — внутрішні підняття;

IIIв — острівні облямовуючі кресенти; **IIIг** — глибоководні тренчі.

IV. Глибоководне улоговиння океану:

IVa — океанічні котловини; **IVб** — підводні плато (підвищені рівнини);

IVв — вулканічні чейни; **IVг** — океанічні кряжі.

V. Серединні океанічні хребти:

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

Основні форми підводного рельєфу утворюються в результаті дії ендеогенних сил на протязі всієї палеогеографічної історії розвитку нашої планети. Їх параметри, головним чином ширина та довжина, вимірюються сотнями, і навіть — тисячами, кілометрів. З наближенням до найдрібнішого підрозділу форми в її розвитку все більше відчутно беруть участь екзогенні фактори і процеси. Так, фоновими формами берегової зони є майже завжди форми екзогенної природи, саме вони визначають її геоморфологічні відмінності і оригінальні риси розвитку. Коли розглянути відкритий шельф, то на його поверхні до головних форм належать западини і помірні острівні плато. В межах перехідної зони головними є скидові ескарпи, урвища, тераси, підводні *в'язки* та гребні, частина яких залишилася від давніх стадій розвитку берегової зони океану і є результатом впливу хвильових механічних прибережно-морських процесів. В глибоководному улоговинні розповсюджені глибоководні тренчі і западини, хребти, плато, пороги. Другорядні мезо- і мікроформи підводного рельєфу за довжиною і шириною найчастіше поступаються макроформам. Але буває й так, що вони розташовуються на протязі сотень кілометрів, як, наприклад, коралові бар'єрні рифи чи морські підводні каньйони. Своїм виникненням і подальшим розвитком другорядні форми зобов'язані не стільки ендеогенним, скільки екзогенним факторам і процесам рельєфоутворення: абразії, ерозії, акумуляції, життєдіяльності морських організмів, дії льоду, тощо.

До мезоформ шельфового рельєфу належать тектонічні урвища, ескарпи абразійного урізу, залишинці, прибережно-морські акумулятивні форми, кораллові споруди, а також субаеральні форми, які були перероблені морськими хвилями під час трансгресій і регресій (підводні річкові долини, моренні утворення, ози, ками, бархани, піщані кучугури та ін.). Розвиткові поверхні шельфу суттєвого впливу завдають рухи морської води, в тому числі — припливно-відпливні, вітро-хвильові та дрейфові течії. Багато з них залишилося з давніх регресивних стадій океану, коли значна площа сучасного шельфу була суходолом, а під час трансгресивного наступу морського рівня ця поверхня була суттєво перероблена хвильовими і іншими прибережно-морськими процесами рельєфоформування.

Одне з визначальних відмінностей мезорельєфу в зоні переходу від материка до океанічного улоговиння є підводні каньйони, результати досліджень яких були добре викладені в роботах Ф. Шепарда, Р. Ділла, О.К. Леонтьєва, Г.А. Саф'янова, К.О.Емері і інших авторів. Зустрічаються також тектонічні ескарпи, акумулятивні конуси, *залишинці*, залишки коралових споруд. Значне місце належить глибоководним тренчам.

Таблиця 1. Параметри дна Світового океану (за В.Н. Степановим)

Макроструктури	Інтервал глибин, м	Весь океан		Океан без морів		Моря	
		тис. км ²	%	тис. км ²	%	тис. км ²	%
Світовий океан в цілому							
Шельф	0-200	27491	7,6	9851	3,0	17 640	50,6
Материковий схил	200-3000	54968	15,2	43227	13,3	8 681	33,7
Улоговиння океану	3000	277128	77,1	272616	83,6	5 511	15,7
Тихий океан - 49,8% площі Світового океану							
Шельф	0-200	10208	5,7	2889	1,7	7319	50,7
Материковий схил	200-3000	22029	12,2	17347	10,6	4682	32,5
Улоговиння океану	3 000	147008	82,1	144577	87,4	2431	16,8
Атлантичний океан - 25,9% площі Світового океану							
Шельф	0-200	9213	9,9	4591	5,6	4622	29,0
Материковий схил	200-3000	16093	17,3	12538	15,2	3555	32,6
Улоговиння океану	3000	68024	72,8	65279	79,2	2744	25,1
Індійський океан - 20,7% площі Світового океану							
Шельф	0-200	3171	4,2	2371	3,2	800	54,2
Материковий схил	200-3000	10410	13,9	9764	13,2	646	43,2
Улоговиння океану	3000	61333	81,9	61304	83,6	29	1,9
Північний Льодовитий океан - 3,6% площі Світового океану							
Шельф	0-200	4900	37,4	-	-	4900	60,7
Материковий схил	200-3000	6436	49,1	3578	71,0	2858	35,5
Улоговиння океану	3000	1764	13,5	1457	29,0	307	3,8

В глибоководному океанічному улоговинні розташовані підводні вулкани, столові гори ("гайоти"), пасма підводних гір.

Вище перелічені головні і другорядні форми рельєфу на дні Світового океану мають нерівномірний географічний розподіл. В такому ж ступені нерівномірно розподілені і окремі мегаструктури в окремих океанах. Зокрема, найбільша площа, що зайнята шельфом (приблизно 37,5%), має місце в межах дна Північного Льодовитого (Арктичного) океану. В Тихому океані відносна частина площі шельфу становить в 6,5 разів менше (5,7%), а в Індійському океані - майже в 9 разів менше (4,2%). В той же час в Тихому океані має місце найбільша площа, де розташовані глибоководні абісальні котловини і тренчі. В Індійському океані розповсюджена поширена система серединно-океанічних хребтів з великими криловими зонами. Майже всі з найкрупніших, з числа відомих, гайотів розташовані в Тихому океані. Підводні каньйони зустрічаються повсюдно, на дні всіх океанів.

Значне місце в рельєфоутворенні на дні Світового океану посідають вулканічні процеси. Сучасні вулкани, що активно діють, досить добре виявляються за відзнакою розповсюдження епіцентрів землетрусів. На початок 90-х років XX століття є відомості про понад 550 надводних вулканів, що проявляли свою активність в історичний час. З них 77% вулканів розташовано в перехідних зонах, головним чином - на островних чейнах. Тільки 21% розташовано в межах глибоководного улоговиння та серединно-океанічних хребтів. Найбільша кількість викрита в Індонезійсько-Філіппінському регіоні — більше за 170 вулканів. В Японському регіоні поформувалося 45 вулканів, в Куріло-Камчатському — 60, в Алеутському — більше, як 70. Вірогідно, що підводних вулканів, без сумніву, в кілька разів більше. Основними регіонами їх розташування є дно, що тяжіє до узбережжя Центральної Америки (як з боку Атлантичного, так і Тихого океану), до Ісландії, до Азорських островів, на дні Філіппінського і Середземного морів, тощо. Зараз відомо більше, як 11000 підводних гір, їх більшість має вулканічне походження. Підводні виверження досить часто бувають в районах о.Пасхи, хребтів Кермадек і Тонга, островів Алеутських і Нові Гебриди, де знайдено багато уламків свіжих лав і туфів (Тихий океан). В Індійському океані плато Крозе і Принс Едуард, банки Об, Лена, Зеніт, Щербакова, поверхня Західно-Австралійського хребта, площі в вісьовій частині Австрало-Антарктичного підняття заповнені покрівлею лавових порід або взагалі вулканогенними осадками. Приклади можна продовжувати.

Таблиця 2. Параметри гіпсографічної кривої (за О.К. Леонтьєвим)

Гипсографічні сходинок, м		Площа в межах сходинок		Сума площі	
від	до	млн км ²	%	млн км ²	%
-11034	-8000	0,1	0,0	0,1	0,0
-8000	-7000	0,2	0,0	0,3	0,0
-7000	-6000	2,9	0,6	3,2	0,6
-6000	-5000	74,4	14,6	77,6	15,2
-5000	-4000	117,0	23,1	195,3	38,3
-4000	-3000	77,7	15,2	273,0	53,5
-3000	-2000	30,0	5,9	303,0	59,3
-2000	-1000	15,7	3,1	318,7	62,4
-1000	-200	15,7	3,1	334,4	65,5
-200	0	27,5	5,3	361,9	70,9
0	200	37,8	7,4	399,8	78,3
200	500	39,9	7,8	439,7	86,1
500	1000	28,9	5,7	468,6	91,7
1000	2000	22,6	4,4	491,2	96,1
2000	3000	11,2	2,2	502,4	98,3
3000	4000	5,8	1,1	508,2	99,5
4000	5000	2,2	0,4	510,4	99,9
5000	8848	0,5	0,1	510,9	100,0

Вулканізм має велике значення для забезпечення формування рельєфу дна Світового океану. Острівні чейни, величезні океанічні вулканічні пасма і відтинки, багато хребтів, вершин на серединно-океанічних хребтах, поодинокі підводні гори в улоговинні океанів, — всі ці форми зобов'язані своїм походженням вулканічним процесам. В багатьох районах океанічного дна, поряд із звичайними виверженнями центрального типу (з фіксованих конусів поодиноких вулканів), вельми вірогідні також виверження тріщинного типу.

Окрім ендегенних, в розвитку рельєфу глибоководного дна океану беруть участь також і екзогенні фактори і процеси. Загальновизнаним є поділ екзогенних рельєфоутворюючих процесів на *гідрогенні*, *гравітаційні* і *біогенні*.

До **гідрогенних** факторів належать різноманітні типи рухів морських вод: вітрові хвилювання та наслідки його в вигляді хвиль зибу і накатного потоку; цунамі; припливно-відливні рухи води; течії від вітрового хвилювання і припливно-відливних коливань рівня моря; сталі чи квазістаціонарні течії від поверхневої циркуляції води; внутрішні хвилі; вертикальні течії. Всі вони є інструментом дисипації механічної енергії і виступають предметом вивчення динамічної океанології. До недавнього часу цим гідрогенним факторам не надавалося серйозної уваги в формуванні рельєфу глибоководного дна океану. Протягом останніх 20-30 років викрилася система донних абіссальних течій, що викликані зануренням і розповсюдженням в межах придонної структурної зони океану найхолодніших (переохолоджених) шельфових вод Антарктики, і в меншій мірі - арктичних вод. Локальне значення має донний стік гіперсолоних (аномально густих) вод із Середземного і Червоного морів, з Перської і Мексиканської заток, тощо. Швидкості цих абіссальних течій мають широкий спектр миттєвих і пересічних швидкостей - від 10-15 до 150-170 см/сек, а над глибоководними порогами та в вузьких протоках - максимально навіть більше 200 см/сек. Ці дані були отримані в результаті вимірювань в морі Скотія, в Мозамбікській протоці, над порогами Томсона, Фарерсько-Ісландським, Скеркі, в Флоридській і Баб ель-Мандебській протоках, між Фолклендськими островами і материком, тощо. При цьому враховувалася наявність підвищених концентрацій завислих мінеральних і органічних осадових часток безпосередньо в придонному шарі води, формування придонних хмаровидних скупчень мулля, т.з. *нефелюїтів*.

Перманентно діючі донні абіссальні течії виконують тотальне транспортування осадового матеріалу на далекі відстані. Вони формують своєрідні потоки осадової речовини, аналогічно вздовжбереговим пото-

кам наносів в береговій зоні океану. Зокрема, Західна Прикордонна наддонна течія (West Boundary bottom current) в Атлантичному океані брала участь в формуванні Ньюфаундлендського і Блейк-Багамського хребтів, Антарктико-Атлантична наддонна течія (Antarctic-Atlantic bottom current) - в формуванні "осадкового хребта" Сапіола в Аргентинській котловині, Приекваторіальна Прикордонна наддонна течія — в формуванні Східно-Тихоокеанського екваторіального валу (між 6-12° пн.ш. і хребтом Лайн), тощо. Донні абісальні течії, поряд з позитивними, беруть участь в формуванні й негативних форм донного океанічного рельєфу. Наприклад, між Бразильською і Аргентинською котловинами утворилася долина Вема, типова ерозійна форма, довжиною 650 км, шириною 3-10 км, з відносною глибиною до 700 м. В районі виходу з Гібралтарської протоки Лузітанська течія утворила віялоподібну систему підводних виярків, що відповідають процесам дисипації витоку глибинної води. Отже, на великих просторах Світового океану діє могутній фактор рельєфоутворення, який був названий О.К.Леонтьєвим "*торренто генним*" (від англійського *torrent* — потік), у вигляді системи придонних абісальних течій.

Вітрові і хвильові течії на обмілинах виконують також могутню роботу, бо розповсюджують багато осадочного матеріалу відносно великого розміру. В береговій зоні і на мілінному шельфі припливними течіями створюються лінійно орієнтовані, значні за розмірами ритмічні акумулятивні форми, що були названі *піщаними, грядами*. Взагалі вони ускладнені також ритмічними поперечними утвореннями - *піщаними хвилями*. За дослідженнями Ф.Шепарда, Дж.Джонсона, Н.Страйда, В.С.Медведева, Б.Хізена й ін., піщані гряди і піщані хвилі - це переважно сучасні динамічні утворення. В тих випадках, коли вони розташовані на великій глибині, вони можуть бути і реліктовими.

До **гравітаційних** рельєфоутворюючих відноситься група процесів, серед яких провідним фактором руху мінеральних часток та навколишньої маси води, що вміщує чи просмоктує скупчення цієї маси, виступає гравітаційна сила тяжіння. До цих процесів належать *суспензійні* (мулові, завислі) *потоки, підводні зсуви*, а також повільний рух шару наносів ("*крін*") у напрямку падіння схилу дна. Згідно точки зору В.В.Лонгінова, саме гравітаційні рухи виконують в океані провідну роботу з реалізації загального літодинамічного процесу на нашій планеті. Підводні зсуви можуть бути *структурними і пластичними*.

Суспензійні (мулові) потоки — це гравітаційні течії водної суспензії уламкового твердого матеріалу, який розповсюджується в воді, причому, вода має меншу густоту, ніж суспензія. Цим потокам початок надають

річки, які виносять величезну кількість дрібнозернистого осадочного матеріалу в берегову зону моря і далі на шельф, а також підводні зсуви, що можуть бути спровокованими землетрусами чи виникнути хаотично під час накопичення досить великої маси осадків на донних схилах за умов невідповідності похилу стійкої рівноваги. Часто причиною мулового потоку може бути також перетинення вершиною підводного каньйону тієї маси наносів, яка скидається в каньйон з вздовжберегового потоку наносів в береговій зоні Океану. Потік суспензії, що рухається вздовж підводного каньйону, спроможний активно діяти на його стінки і тальвег. В результаті каньйони поглиблюються, стають звивистими, в них з'являються тераси і інші ерозійно-подібні форми рельєфу. Більшість каньйонів прорізує материковий схил до його підсхилка, де формуються конуси виносу осадкового матеріалу, що скидається в каньйонах. Сусідні конуси скупчуються, об'єднуються, і при цьому утворюється обширна віялоподібна акумулятивна рівнина ("*фан*") як найтипове морфологічне висловлення материкового підсхилку. В цих умовах вплив гравітаційних процесів обумовлює переважно транзитний режим осадкового матеріалу на шельфі, який може посилюватися гідрогенними факторами.

До **біогенних** рельєфоутворюючих факторів належать живі організми, які мешкають в водному шарі і на дні Світового океану. Провідне значення мають бентосні форми, головним чином молюски і корали. Відповідно, в береговій зоні і на шельфі найчастіше зустрічаються чисто біогенні форми і форми, що створюються і розвиваються за участю біогенного фактора. Як підрахували В.Г.Богоров, Л.О.Зенкевич, І.А.Суєтова, в береговій зоні і на шельфі пересічна біомаса бентосу складає 200-250 г/м², на материковому схилі — вже 20 г/м², а на глибинах більше 3000 м - лише 2-5 г/м². В межах берегової зони і частини шельфу, що окреслена глибинами 200 м, які складають лише 7,6% сумарної площі Світового океану, сконцентровано до 82,6% всієї біомаси бентосу. На площі розташування глибин більше 3000 м міститься тільки до 9,5% всієї світової біомаси бентосу.

Рельєфоутворююче і літодинамічне значення морських організмів різноманітне. Воно виглядає в основному як:

1. Накопичення пухкого осадочного матеріалу (скелетів і покривних елементів різноманітних організмів, найчастіше крем'янистого і карбонатного складу), заповнення ним нерівностей і загальне вирівнювання рельєфу (в тому числі і скупченнями водоростей на морському дні).

2. Розвиток кораллових споруд у вигляді мілін, стовчатоподібних форм, гряд, бар'єрів, конусів, тощо. Великі коралові конуси можна зустріти на вершинах гайотів.

3. Посилення процесів руйнування корінних порід під впливом переробки і розпушування, що утворюється різноманітними молюсками-свердлинками (*Bagnea*, *Ioiaz*, *I'уHгорпаца* та ін.), переважно в береговій зоні і на шельфі.

4. Утворення позитивних форм донного рельєфу в вигляді обмілин і банок різних контурів і розмірів шляхом накопичення молюсків.

Перша достовірна сучасна інформація про площу Світового океану і його окремих підрозділів вперше була отримана в двадцяті роки поточного століття, а оприлюднена в 1933 р. в Берліні Е.Коссіною. За даними, отриманими під час складання Батиметричної карти співробітниками Інституту океанології Академії Наук СРСР в Москві в 50-60-х роках, виявилось, що площа Світового океану становить 361059 тис. км², і разом з тим на долю морів припадає 34893 тис. км² (9,66%). Об'єм води в межах Світового океану дорівнює 1370323 тис. км³. Показником найбільшої глибини тоді було значення 11034 м в межах Маріанського тренчу. Пересічною була визначена внаслідок розрахунків глибина, що сягала 3795 м. Розподіл площі в межах окремих гіпсометричних сходинок океанічного дна показаний в табл. 2. Упродовж подальшого часу відбувалося накопичення нової інформації про рельєф океанічного дна, окремі параметри уточнювалися. В результаті на початок 90-х років 20-го сторіччя відповідні величини виглядали так: площа Світового океану становила 361,3 млн км², обсяг води 1341 млн км³, пересічна глибина 3711 м. Цими величинами були підтверджені розрахунки вчених Московського університету ім. М.В.Ломоносова (О.К.Леонтьєв, С.А.Лук'янова, Л.Г.Никифоров, Н.А.Холодін й ін.) за допомогою електронного планіметра. Максимальною залишилася глибина 11022 м, що була виявлена науково-дослідним судном "Витязь" (СРСР) ще в 1957 р. в південно-західній частині Маріанського тренчу, в південно-західному напрямку від о.Гуам.

Нарешті, під час розгляду походження і сучасного розподілу різноманітних форм донного рельєфу і їх елементів є гостра потреба в визначенні *підрозділів* (частин) Світового океану. Протягом тривалого періоду накопичення інформації про співвідношення площі океану і суходолу, про морфологію океану і його частин, про геолого-геоморфологічну структуру дна, про внесок ендегенних і екзогенних факторів у виникнення і розвиток донних форм рельєфу все більшою мірою ускладнювалося питання про підрозділ Світового океану, пропонувалися нові і нові класифікації. Задля офіційного упорядкування цього питання, перший крок було зроблено Королівським Географічним товариством (Лондон) на початку 40-х років XIX ст. Його спеціальна комісія розробила відповідну класифі-

кацію, що була прийнята в 1845 р. Вона ґрунтувалася на проведенні кордонів окремих океанів вздовж полярних кол і меридіанів південних окрайків материків. Разом з тим, були визначені такі поняття, як "океан", "море", "затока" і "протока".

З часом виявилася необхідність нової класифікації. Про це було порушене питання під час роботи XI Міжнародного Судноплавного Конгресу в 1908 р. в Санкт-Петербурзі за ініціативою Російського Гідрографічного Товариства. Відповідна робота була доручена новоствореному Міжнародному Гідрографічному бюро. Саме воно в 1923 р. оприлюднило новий підрозділ Світового океану. Згодом це бюро кілька разів переробляло названу класифікацію, а після затвердження нових версій Міжнародними Гідрографічними конференціями в 1937 і 1953 роках вони приймалися світовою географічною спільнотою з метою об'єднання зусиль для навігаційного забезпечення економічної діяльності людини в Світовому океані. В 1953 р. визнали недоцільним підрозділ Північного (Льодовитого) океану, а в Антарктиці виділено кілька нових морів. Окрім кордонів океанів, морів і заток, в офіційному керівному документі наведена морська навігаційно-географічна термінологія, що використовується під час складання різноманітних посібників, географічних карт, наукових праць, підручників, тощо.

З деякими виправленнями міжнародна гідрографічна класифікація була визнана і в Радянському Союзі, а зараз країнами - його спадкоємницями, в тому числі і Україною. На підставі розробок більшості своїх попередників, а особливо - М.М.Зубова і А.В.Еверлінга, головні виправлення були розроблені в 50-х роках поточного століття відомим океанологом А.М.-Муромцевим і відносилися до визначення кордонів за генетико-морфологічними і гідрофізичними рисами, а не за механічним принципом вздовж паралелей, меридіанів і локсодроміїв. Саме пропозиції названого вченого щодо кордонів стали основоположними, вони покладені як база характеристики морів окремих океанів в цьому посібнику.

Зауваження: 1 морська миля вимірюється значенням 1852 м.

РЕЛЬЄФ ДНА ТИХОГО ОКЕАНУ

Тихий океан вкриває шаром своїх вод більше третини поверхні Земної кулі, а це становить близько половини площі Світового океану. Площа Тихого океану дорівнює 178,7 млн км², що майже на 30 млн км² більше площі всього суходолу, а відносно частки площі Світового океану - 49,5%. В цьому океані налічується більше як 2000 великих островів, загальною площею 3600 тис. км², або декілька більше за 2% його загальної площі. Пересічна глибина Тихого океану становить 3984 м, а максимальна одночасно є максимальною для Світового океану взагалі — 11022 м в південно-західній частині Маріанського тренчу, що на південний захід від о. Гуам в групі Маріанського архіпелагу. Більша частина океанічного улоговиння знижена до глибин більше 4000 м. Вздовж екватору ширина океану сягає приблизно 17000 км, а вздовж меридіану — 16000 км.

Найбільше характерними рисами рельєфу дна Тихого океану є:

1. Розгалужена система серединних хребтів та узвишень.
2. Виключно велика кількість *стілничних* плосковершинних гір (гайотів).
3. Наявність великої кількості значних за площею глибоководних западин.
4. Своєрідне, певне облямування, що складається із системи маргінальних океанічних тренчів.
5. Виключно велика кількість кораллових споруд, як сучасних, так і давніх, багато яких занурені під сьогоdnішній рівень океану.

Загальна орографія рельєфу дна Тихого океану може бути обмальована в такому вигляді. Південно-східна половина океану сформувалася як менш глибока, ніж північно-західна, тому що в її межах зосереджені найширші і найглибші абіссальні рівнини й котловини. На цьому загальному фоні проглядається чітке поширення відгілля серединного хребта. В свою чергу, кожне відгілля виглядає як складна гірська система. Серединний хребет і його відгалужені елементи є базою для багатьох відтинків островів. До цього хребта і до флангів глибоководних тренчів тяжіють океанічні вулкани. Серединний хребет уражений сіткою трансформних розколин і лініями скидів, його головне відгілля тяжіє до південної і східної чвертей обрію. Найбільші за площею котловини ускладнені окремими

другорядними хребтами і узвищеннями. Материковий схил виявився ускладненим підводними каньйонами. Характерним є продовження шельфових структур в межі прилеглого суходолу і успадкованість (від попередніх трансгресивно-регресивних епох) форм рельєфу берегової зони.

Закономірності розповсюдження різних глибин досить чітко відкарбовуються в розподілі стандартних меж глибин, своєрідних батиметричних "сходинок". Зокрема, межі глибин 0-200 м займають площу 8715 тис. км² (4,88%), межі 200-1000 м - площу 6036 тис. км² (3,38%), а межі 1000-2000 м - площу 7237 тис. км² (4,05%). Наступні величини помітно зростають, відповідно до загальних закономірностей розповсюдження різноманітних форм донного рельєфу. Вже площа інтервалу глибин 2000-3000 м підвищується до значення 13085 тис. км² (7,32%), інтервалу 3000-4000 м - до 37908 тис. км² (21,21%), а інтервалу 4000-5000 м - навіть до 61433 тис. км² (34,38%). Частка інших батиметричних "сходинок" знижується. Зокрема, площа батиметричної "сходинки" в інтервалі 5000-6000 м дорівнює 41859 тис. км² (23,43%), в інтервалі 6000-7000 м - 2160 тис. км² (1,21%), в інтервалі 7000-8000 м - 179 тис. км² (0,10%), в інтервалі 8000-9000 м - вже 59 тис. км² (0,03%), а в інтервалі 9000-10000 м - тільки 10 тис. км² (0,01%). Отже, за даними на першу половину 90-х років ХХ ст. загальна площа дна Тихого океану є підрахованою як величина 178690 тис. км².

Перше з великих відгалужень серединно-океанічного хребта починається на заході Антарктичного сектору у вигляді Південно-Тихоокеанського підняття, від району 60° пд.ш. і 160° с.д. Потім воно поступово прогинається до північного сходу і в районі 55° пд.ш. і 130° з.д. закінчується, бо тут починається Східно-Тихоокеанське підняття (з відокремленням від попереднього розколиною Елтонін). А воно, в свою чергу, від району 45° пд.ш. і 111° з.д. розповсюджується майже точно на північ і в районі 29° пд.ш. і 110° з.д. під гострим кутом перехрещується із другим відгалуженням. В районі 5° пд.ш. і 100° з.д. це підняття сходиться з підняттям Альбатрос.

Друге з великих відгалужень серединно-океанічного хребта починається неподалік від берегів Південної Америки (Чілі), біля островів Чілійського архіпелагу, в вигляді підводного Чілійського узвищення. Звідси це відгалуження змикається з континентальною структурою Південно-Американських Андів, яка розповсюджується на північ. З іншого боку, від розколини Челенджер, в загальному напрямку до північного заходу, проходить кілька другорядних хребтів, западин, кряжів, виярків, ескарпів в системі глибоководного улоговиння. Ця система структур межує з складною системою гір Маркус-Неккер, Серединно-Тихоокеанського валу і великого Гавайського

хребта. На закінченні останнього, в районі банки Мілуоки на 32° пн.ш. і 161° сх.д., починається система Імператорських гір, їх найкрупною структурою є Північно-Західний хребет. Ця гірська система досить чітко простежується в північно-західному напрямку до району розташування Командорських островів і сходження двох величезних тренчів - Курило-Камчатського і Алеутського.

Третє відгалуження розмістилося в приекваторіальній області східної Пацифіки, де два відтинки Східно-Тихоокеанського підняття розмежовані Галапагоською глибинною розколиною. Складовими частинами цього відгалуження виступають хребти Кокос, Карнегі, Койба, масиви Галапагоських і Мальпело островів, супроводжуючі підняття і система трансформних розколин. В районі Панамського перешийка і складної структури Західної, Центральної і Східної Кордільєри на крайньому північному заході Південної Америки серединний океанський хребет зникається з континентальними гірськими системами.

В зоні сполучення Австрало-Антарктичного підняття і Південно-Тихоокеанського підняття на північ відходить хребет Маккуорі, яким починається складна і найбільша в Світовому океані система перехідних зон. Від цього хребта далі на північ вона зникається з великою надводною формою рельєфу - островами Нової Зеландії. Тут формується складний вузол перехідної зони, що складається з багатьох хребтів (Лорд-Хау, Норфолк, Колвілл-Лау, Дамп'є та ін.), акумулятивних котловин і западин крайкових морів (Південно-Фіджийська, Новокаледонська, Північно-Фіджийська та ін.), глибоководних тренчів (Тонга, Кермадек, Новогребідський, Витязь, Сан-Крістобаль та ін.). В напрямку на північний захід головна область зони вздовж узбережжя Нової Гвінеї переходить головним чином в межі Зондського басейну і дна морів Далекого Сходу. В районі 12° пн.ш. і 147° сх.д. починається Маріанський хребет, що потім переходить до хребта Нампо. Потім структури серединного хребта, в свою чергу, переходять на суходол Японських о-вів, де зникаються із західним відгалуженням з головною структурою хребта Нансей (Рюкю). Вони розповсюджуються далі навколо крайки Північно-східної Азії (вздовж Курильських о-вів, п-ова Камчатка до хребта Ширшова) і Північно-західної частини Північної Америки (до затоки Аляска включно). Треба вказати на висновок, зроблений Ю.О.Мещеряковим, Г.Б.Удінцевим, О.К.Леонтьєвим, К.К.Марковим, К.О.Емері, Ф.П.Шепардом, Д.Д.Юїнгом, К.Ле-Пішоном та іншими авторами, що основні хребтові системи і вузли є генетично єдиними як на дні океану, так і на суходолі. Ця спільність обумовлена єдиним механізмом розвитку земної кори.

Глибоководні котловини, принаймні - найбільші, з крайків облямовані окремими ділянками серединних хребтів. Такими котловинами є:

Північно-Західна, Північно-Східна і Центральна в Північній півкулі, а також Південна, Перуанська і Беллінсгаузена - в Південній півкулі.

В центральній і східній частинах Тихого океану розташована основна кількість гайотів. Тут же найбільшого розповсюдження набули 3 і 4 різновидності перехідної зони океанічного дна. Дуже великі підводні каньйони знайдені вздовж узбережжя США, Канади, Еквадора, Чілі, Нової Зеландії.

В східній половині дна океану розповсюджено багато великих розколин (числом більше за 25), які орієнтовані часто майже паралельно один одному, а також один за одним в вигляді своєрідного ланцюга. З максимальних за розмірами найдалше на північ розташована розколина Мендосіно, що проходить головним чином вздовж паралелі 40° пн.ш. в західній половині Тихого океану. На 1-2° південніше міститься розколина Піонер (Пайонір). В основному вздовж 30-ї паралелі проходить розколина Меррей (Маррі), поміж 17° і 20° пн.ш. - Кларіон, а поміж 7° і 10° пн.ш. - Кліппертон. Субпаралельно відносно екватору добре вираженою є Галапагоська розколина, а між 4° і 10° пд.ш. - Маркисьська розколина. Вони відносяться до найбільших донних трансформних структур. На площах їх розташування дно океану є сильно розчленованим, і це добре видно на батиметричних і фізіографічних картах. Вздовж ліній розколин тягнуться високі урвища і ескарпи, біля підсхилка яких простежуються глибоководні тренчі, часто з глибинами більше 7000 м. До розколинних зон тяжіють підводні вулкани (діючі і затухлі), також зони підвищеної сейсмічності, підвищеної інтенсивності теплового потоку, магнітні аномалії. Тут також зустрічається численні гайоти. ,

На відміну від інших, в Тихому океані розташовано багато островів. Більшість їх належить до вулканічного і кораллового походження. Як правило, вони представляють собою надводні вершини підводних хребтів (Гаванський, Лайн, Туамоту, Нампо, Рюкю, тощо).

На дні крайкових морів Тихого океану помітну роль в структурі рельєфу відіграють сучасні осадки. В межах таких морів як Берінгове, Охотське, Японське, Філіпінське швидкості сучасного осадконакопичення звичайно сягають 10-20 мм/1000 років навіть в серединних, віддалених від берегів частинах глибоководних котловин. В крайкових частках цих котловин майже повсюдно розташовані осадкові шлейфи значної товщини, викидні конуси осадочного матеріалу з підводних каньйонів і утворені під впливом непосредних гравітаційних скидів. Звичайними тут є швидкості накопичення осадків, що становлять 10-60 мм на протязі 1000 років (см/1000). Місцями вони можуть дорівнювати максимальних значень до 200-250 мм/1000, зокрема в Жовтому, Східно-Китайському, Південно-Китайському і інших морях, і подекуди - навіть більше. До речі, в морській

географії величина 1 мм на протязі 1000 років отримала назву *число Бубнова ("Б")*. Отже, коли є позначка швидкості осадконакопичення, яка дорівнює 5 мм/1000 років, то звичайно роблять запис 5 "Б".

Відповідно до матеріалів досліджень, отриманих П.Л.Безруковим, О.П.Лісициним, І.О.Мурдмаа, Ф.П.Шепардом, Е.Г.Гамільтоном, Є.Д.Гольдбергом, Д.Свіфтом та іншими, в північній частині Тихого океану в областях глибоководних котловин швидкості осадконакопичення сягають 5-200 мм/1000 в західній половині регіону і 30-100 мм/1000 в східній половині регіону. В приантарктичних регіонах, що віддалені від материкового схилу, швидкості можуть дорівнювати 10-30 мм/1000 (до 10-30 "Б"). Окрім вже названих гідрогенних, гравітаційних і біогенних факторів, осадковий матеріал транспортується також і льодом, як морським, так і континентальним.

Таким чином, процеси осадконакопичення помітніше за все беруть участь в окрайкових морях Тихого океану і в окрайкових (маргінальних) областях цього океану безпосередньо. Протягом дуже тривалого часу визначальним процесом тут є вирівнювання поверхні дна під впливом заповнення осадками негативних форм структурного рельєфу.

Позитивні і негативні форми донного рельєфу Тихого океану представлені горами, хребтами, підняттями, валами, узвищеннями, плато, розколинами, виярками, котловинами, тренчами.

Зауваження: позначкою "*" нижче подані назви, які не обов'язкові для засвоєння за учбовою програмою.

Позитивні форми рельєфу на дні відкритого океану:

- *Північно-західний* хребет: найвища позначка г.Кікней, де глибина дорівнює 18 м; в складі цих гір знаходяться вершини Папаніна, Нінтоку, Оджин, банка Мілуокі, Суйко;
- * *Зенкевича*, вал, що зі сходу з боку океану облямовує Курило-Камчатський тренч;
- * *Хесс*, підвищення на схід від Північно-західного хребта на 34° пн.ш. і 180° з.д. з горою Мелліш, на глибині 117 м;
- *Шатського*, підняття;
- *Гавайський* хребет, з надводними вершинами Мауна-Лоа і Кіла-Уеа, які зараз є активними вулканами;
- *Музикантів* гори, на північ від Гавайського хребта між 155° і 167° з.д.;
- *Маркус-Уайк*, гори, складна гірська система взагалі вздовж 20° пн.ш.;
- *Серединно-Тихоокеанський* вал, продовження на схід системи гір Маркус-Уайк;
- *Неккер*, хребет, що з'єднує Серединно-Тихоокеанський вал з Гавайським хребтом;

- *Лайн*, хребет, що розповсюджується від хребта Неккер до архіпелагу Туамоту;
- *Нампо*, хребет, відтинок серединного хребта, що з'єднує суходольні і океанічні форми рельєфу;
- *Маріанський* хребет, вершини якого в надводному стані формують острови;
- *Меланезійське* підняття, сукупність форм від східного флангу Каролінських островів на півночі до Соломонових островів на півдні;
- *Капінгамаранги*, вал, основна частина Меланезійського підняття;
- *Еаурінік*, вал, що відокремлює Західну від Східної Каролінської котловини;
- * *Магеллана* підвищення, на 8° пн.ш. і 175° з.д. в межах Центральної котловини;
- * *Маніхікі* підвищення, на 12° пд.ш. і 164° з.д. на півдні Центральної котловини;
- * *Луїсвілл*, хребет, орієнтований на південний схід від тренчу Тонга;
- *Чатем*, підняття, на схід від новозеландського о.Південний;
- *Кемпбелл* плато, на південь від новозеландського о.Південний;
- *Маккуорі* хребет, на південний захід від новозеландського о.Південний;
- *Мілл*, підвищення, на південь від о.Тасманія, на межі між Тихим і Індійським океанами;
- *Австрало-Антарктичне* підняття, відтинок серединно-океанічного хребта;
- *Південно-Тихоокеанське* підняття, відтинок серединно-океанічного хребта;
- * *Баллені*, хребет, в Антарктиці на Південному полярному колі і 164° с.д.;
- *Східно-Тихоокеанське* підняття, від розколини Елтанін в зоні сходження з Південно-Тихоокеанським підняттям на півдні до південної частини Каліфорнійського п-ова, одна з основних частин серединного хребта в Тихому океані;
- *Чілійське* підняття, між котловинами Чілійською і Беллінсгаузена;
- *Сала-І-Гомес* хребет, з півдня облямовує розколину Пасхи;
- * *Сан-Фелікс* хребет, вздовж берегів Чілі на 25-32° пд.ш. і 80° з.д.;
- *Паска* хребет, від узбережжя Перу на південний захід;
- *Галапагоське* підняття, на південь від Галапагоських о-вів до розколини Мендана;
- *Карнегі* хребет, між Галапагоськими о-вами і материком, з півдня облямовує Панамську котловину;
- *Мальпело* хребет, в центральній частині Панамської котловини;
- *Кокос* хребет, між Галапагоськими о-вами і Панамським перешийком, з північного заходу облямовує Панамську котловину;
- *Альбатрос*, підняття, між Гватемальською котловиною і Галапагоськими о-вами;

- *Теуантепек* хребет, біля одноіменної затоки Центральної Америки;
- *Математиків* гори, на південь від о-вів Ревілья-Хіхедо і Каліфорнійсько-го п-ова, між розколинами Кларйон і Кліппертон, в районі 15° пн.ш. і 111° з.д.;
- * *Горда*, хребет, вздовж берега Орегона, між мисом Мендосіно і гирлом Колумбії;
- * *Хуан де-Фука* хребет, на південний захід від о.Ванкувер біля берегів Канади, в районі 50° пн.ш і 132° з.д.;
- * *Ходжкінс* хребет, в південно-східній частині затоки Аляска, на схід від о-вів Королеви Шарлотти, в районі 53° пн.ш. і 136° з.д.

Негативні форми рельєфу на дні відкритого океану:

- *Північно-східна* котловина;
- *Північно-західна* котловина;
- *Чинук*, розколина;
- *Імператорська* розколина;
- *Мендосіно* розколина;
- *Піонер* розколина;
- *Меррей* розколина;
- *Молокаїї* розколина;
- *Кларйон* розколина;
- *Кліппертон* розколина;
- *Галапагоська* розколина;
- * *Маркизьська* розколина;
- *Пасхи* розколина;
- * *Челленджер* розколина;
- *Елтанін* розколина;
- * *Удінцева* розколина;
- *Меланезійська* котловина;
- *Північно-Фіджійська* котловина, поміж о-вами Фіджі і Новими Гебридами;
- *Східно-Каролінська* котловина, від попередньої відокремлюється широким валом Капінгамарангі в системі Меланезійського підняття;
- *Західно-Каролінська* котловина, від поперепоної відокремлюється валом Еауріпік;
- *Східно-Маріанська* котловина, на схід від кресенти Маріанських о-вів;
- *Гватемальська* котловина;
- *Панамська* котловина;
- *Перуанська* котловина;
- * *Бауер* котловина, між Галапагоським і Східно-Тихоокеанським підняттями;
- *Чілійська* котловина;
- *Беллінсгаузена* котловина;

- *Скотта* котловина, в Антарктиці на захід від о.Скотта між Південно-Тихоокеанським узвищенням і Антарктичним материком.

Тренчі на дні Тихого океану:

- *Курило-Камчатський* (максимальна глибина 10542 м);
- • *Японський* (8412 м);
- *Ідзу-Бонінський* (10595 м);
- *Волкано* (9157 м);
- *Яп* (максимальна глибина 8850 м);
- *Маріанський* (11022 м, максимальна глибина Світового океану);
- *Палау* (8138 м);
- *Західно-Меланезійський* (6534 м);
- *Ново-Гвінейський* (5310 м);
- * *Муссау* (7208 м);
- *Витязь*, чи *Східно-Меланезійський* (6150 м);
- * *Нова-Кантон* (7600 м);
- *Новобританський* (8320 м);
- *Бугенвільський* (9140 м);
- *Сан-Крістобаль* (8310 м);
- *Санта-Крус*, чи *Північний Новогебридський* (9174 м);
- *Новогебридський* (7633 м);
- *Тонга* (10882 м);
- *Кермадек* (10047 м);
- *Хьюрт (Йорт)* (6727 м);
- *Алеутський* (7822 м);
- *Седрос*, чи *Каліфорнійський* (6225 м);
- *Центрально-Американський* (6662 м);
- *Перуанський* (6601 м);
- *Чілійський*, чи *Атакамський* (8180 м);
- *Сала-І-Гомес* (5537 м);
- *Вогняно-земельський* (4395 м).

Моря Тихого океану і провідні форми рельєфу в їх межах:

- *Берінгове море*: Площа 2315 тис. км², об'єм води 3796 тис. км³, глибина пересічна (інтегральна) 1640 м і максимальна 4097 м, за місцезонашуванням море відноситься до крайкового, за гідрологічним режимом південно-західна половина - океанічне море, а північно-східна — материкове. Акваторія на північ і схід від о.Св.Лаврентія виділена як море *Лаврентія*. Головні форми донного рельєфу: *Алеутська* котловина, *Командорська* котловина, хребет *Ширшова*, хребет *Бауерс*.

— *Охотське море*: Площа 1603 тис. км², об'єм води 1316 тис. км³, глибина пересічна 821 м і максимальна 3521 м, море відноситься до крайових, материкових з елементами океанічного. Головні форми рельєфу: *Курильська* котловина, *западина *Дерюгіна*, *западина *ТІНРО*, підвищення *Академії Наук СРСР*, *підвищення *Інституту океанології*.

— *Японське море*: Площа 1062 тис. км², об'єм води 1631 тис. км³, глибина пересічна 1536 м і максимальна 3699 м, море відноситься до крайових океанічних. Головні форми донного рельєфу: підвищення *Витязя*, підвищення *Ямато*, банка *Мусасі*.

— *Внутрішнє Японське море*: з півночі і сходу відокремлене західною частиною південного берега о.Хонсю, з південного заходу - північ-північно-східним берегом о.Кюсю, а з півдня - північним берегом о.Сікоку. Глибина пересічна сягає 24 м і максимальна 71 м, довжина 420 км. Море віднесено до типу міжостровних, материкових. Визначні форми рельєфу на дні відсутні. В його межах визначені 5 головних басейнів: *Суо-Нада*, *Ійо-Нада*, *Акі-Нада*, *Бінго-Нада*, *Харіма-Нада*.

— *Жовте море*: Площа становить 416 тис. км², обсяг води - 16 тис. км³, глибина пересічна 38 м і максимальна 106 м. Відноситься до материкових, крайових. Суттєвих форм рельєфу немає.

— *Східно-Китайське море*. Площа дорівнює 836 тис. км², обсяг води 258 тис. км³, глибина пересічна 309 м і максимальна 2719 м. Море належить до крайових, материково-океанічних. Великими формами рельєфу є западина *Сакісіма* і тренч *Окінава* (2719 м).

— *Філіппінське море*: Площа становить 5726 тис. км², об'єм води 23522 тис. км³, глибина пересічна 4108 м і максимальна 10497 м. Море належить до типу міжостровного, океанічного. Головні форми донного рельєфу: хребет *Кюсю-Палау*, хребет *Окі-Дайто*, *узвищення *Бородино*, *Західно-Маріанська* котловина, *Центрально-Філіппінська* котловина, тренч *Нансей* чи *Рюкю* (7790 м), *Філіппінський* тренч (10497 м).

— *Південно-Китайське море*: Площа дорівнює 3537 тис. км², об'єм морської води 3623 тис. км³, глибина пересічна 1024 м і максимальна 5560 м. Море крайкове, океанічне. Головні форми донного рельєфу: *банка *Сишауянь*, *банка *Анамбес*, *підняття *Наньшауянь*, *Центральна* котловина (5560 м), *Манільський* тренч (5377 м).

— ***Внутрішні Філіппінські моря**: море *Сибуян* (максимальна глибина 1802 м), море *Самар* (302 м), море *Вісайян* (38 м), море *Камотес* (804 м), море *Мінданао* (1975 м).

— *Сулу море*: розташоване поміж островами Філіппінськими, Сулу, Калімантан і Палаван. Площа дорівнює 335 тис. км², об'єм води 526

тис. км³, глибина пересічна 1570 м і максимальна 5576 м. Це море належить до міжостровних, океанічних і входить до складу *Австрало-Азіатського Середземного моря*. Найбільшою є негативна форма донного рельєфу - котловина *Сулу*.

— *Сулавесі море*: розташоване поміж о.Калімантан на заході, о-вами Сулу і Філіппінські на півночі, о-вами Кавію і Сангіхе на сході та п-вом Манахаса на о.Сулавесі на півдні. Площа 453 тис. км², об'єм морської води 1524 тис. км³, глибина пересічна 3364 м, а максимальна 5914 м біля південно-західних берегів о.Мінданао. Море є міжостровним, океанічним, що входить до складу *Австрало-Азіатського Середземного моря*. Найбільша форма рельєфу є негативною - котловина *Сулавесі*.

— *Молуккське море*: міститься поміж о-вами Мінданао, Сангіхе, Талауд, Сулавесі, Молуккськими, Сула, в складі *Австрало-Азіатського Середземного моря*. Площа моря становить 274 тис. км², об'єм морської води 484 тис. км³. Глибина пересічна 1766 м, а максимальна 4970 м на південному сході моря в котловині Обі. Море відноситься до міжостровних, океанічних. Найбільші форми донного рельєфу: *котловина *Центральна* (3910 м), *котловина *Томіні* (1890 м), котловина *Обі* (4970 м), *котловина *Давао*, чи *Північна* (3772 м), *хребет *Таліабу*, *хребет *Бату ндуа*.

— *Хальмахера море*: розташовано між островами Хальмахера, Вайгео, Салаваті. Площа 75 тис. км², об'єм морської води 56 тис. км³, глибина пересічна 747 м і максимальна 2072 м. Море є міжостровним, океанічним в складі *Австрало-Азіатського Середземного моря*. Великі форми донного рельєфу відсутні.

— *Серам море*: має складну за контурами акваторію поміж островами Нова Гвінея, Тімур, Молуккські в межах *Австрало-Азіатського Середземного моря*. Площа дорівнює 161 тис. км², об'єм морської води 173 тис. км³, глибина пересічна 1074 м, а максимальна знайдена в котловині *Санана* — 5319 м. Інші великі форми донного рельєфа відсутні. Море належить до типу міжостровного, океанічного.

— *Банда море*: найвелике за площею серед всіх морів Австрало-Азіатського Середземного басейну, розташовано поміж островів Сулавесі, Сулу, Буру, Серам, Танімбар і Тімор. Його площа становить 714 тис. км², обсяг морської води сягає 1954 тис. км³, глибина пересічна 2734 м, максимальна 7440 м. Море віднесено до міжостровних, океанічних. Найбільші форми рельєфу на морському дні: хребет *Лугмес*, *хребет *Барат*, підняття *Лусінара*, *котловина *Буру*, *котловина *Банда*, *тренч *Боне* (2618 м), тренч *Вебера* (7440 м).

— *Саву море*, найближче за всіх розташоване до Індійського океану, між островами Тімор, Алор, Солор, Флорес, Сумба, Саву. Площа 104 тис. км², об'єм води в морі 175 тис. км³, глибина пересічна 1683 м і максимальна 3475 м в центральній котловині. Море є міжостровним, океанічним. Великі форми донного рельєфу відсутні.

— *Флорес море*: розташоване на захід від моря Банда, між островами Сулавесі, Сумбава, Комодо і Флорес і відокремлено від моря Саву низкою Малих Зондських островів. Площа моря дорівнює 115 тис. км², об'єм води 175 тис. км³, глибина пересічна 1522 м і максимальна 5121 м. Відноситься до типу міжостровних, океанічних. Головні форми рельєфу дна: банка *Лаяран*, котловина *Флорес* (5121 м).

— *Балі море*: від попереднього відокремлене о-вами Тенга. Розташоване поміж островами Ява, Балі, Ломбок, Сумбава, Кангеан, Мадуро. Площа 40 тис. км², об'єм морської води 32 тис. км³, глибина пересічна 792 м і максимальна 1589 м. Відноситься до типу міжостровних. Великих форм донного рельєфу немає.

— *Яванське море*: відноситься до типу материкових, міжостровних в межах Австрало-Азіатського Середземного моря. Відмежоване від інших великими островами Суматра, Калімантан, Сулавесі, Ява і багатьма малими. Площа становить 552 тис. км², об'єм морської води 61 тис. км³, глибина пересічна Н і м і максимальна 2028 м (на південний захід від м.Мандар на о.Сулавесі). Серед донних форм рельєфу переважають обмілинні банки: *банка *Самбар*, *банка *Bitian*, *банка *Лорелл*, *банка *Доанг*, котловина *Мандар* (2028 м).

— *Новогвінейське (Бісмарка) море*: міститься поміж островами Нова Гвінея, Нова Британія, архіпелаг Бісмарка. Площа сягає 338 тис. км², об'єм морської води 553 тис. км³, глибина пересічна 1636 м і максимальна 2900 м. Відноситься до типу міжострівного, океанічного. Головні форми рельєфу дна: *порог *Vitu*, котловина *Новогвінейська* (2685 м), котловина *Новоірландська* (2900 м).

— *Соломонове море*: від інших відокремлюється островами Соломоновими, Новою Британією, Новою Гвінеєю, Луїзіадою. Належить до типу міжостровних, океанічних. Площа сягає 755 тис. км², об'єм морської води 2002 тис. км³, глибина пересічна 2652 м і максимальна 9103 м. Головні форми рельєфу дна цього моря: *підняття *Муруа*, *хребет *Поклігтон*, тренч *Новобританський* (8320 м), тренч *Бугенвільський* (9103 м).

— *Кораллове море*: відноситься до типу океанічного, міжострівного. Площа моря становить 4068 тис. км², об'єм морської води 10038 тис. км³, глибина пересічна 2468 м і максимальна 9174 м. Характерним є дуже

складний донний рельєф. Головні форми: плато *Коралл (Квінсленд)*, плато *Беллона*, западина *Кораллова*, *Новогвінейський* тренч (9174 м).

— *Тасманове море*: розташоване поміж Австралією і Тасманією на заході, Новою Каледонією і Новою Зеландією на сході, 30° пд.ш. на півночі. Площа моря дорівнює 3336 тис. км², об'єм морської води 10960 тис. км³, глибина пересічна 3285 м і максимальна 5944 м в тренчі вздовж східного берегу Австралії навпроти Ньюкасла. Головні форми донного рельєфу: хребет *Дамп'є*, хребет *Лорд-Хау*, хребет *Норфолк*, хребет *Маккуорі*, підняття *Мілл*, плато *Челленджер*, *Тасманова* котловина, *Новокаледонська* котловина.

— *Фіджі море*: розташоване поміж хребтами Хантер (на півночі), Тонга і Кермадек (на сході), Норфолк (на заході) і о. Північний від Нової Зеландії (на півдні). Площа моря дорівнює 3177 тис. км², об'єм морської води 8707 тис. км³, глибина пересічна 2741 м і максимальна 7633 м. Це море належить до типу океанічного, міжострівного. Головними формами донного рельєфу є: хребет *Хантер*, хребет *Норфолк*, хребет *Конуей*, хребет *Колвілл-Лау*, хребет *Тонга*, хребет *Кермадек*, *Південно-Фіджійська* котловина, *котловина *Три-Кінгз* (4656 м), тренч *Хантер* (7633 м).

— *Коро море*: Міжострівне, океанічне море, облямоване островами Фіджійського архіпелагу (Віті-Леву, Вануа-Леву, Нгау, Тототія, Ватоа та ін.). Площа 29 тис. км², об'єм морської води 51 тис. км³, глибина пересічна 1736 м і максимальна 2547 м. Великих форм донного рельєфу немає.

— *Сомова море*: визначене відносно недавно, відноситься до типу материкових крайкових. Розташоване між м.Адер на сході і 150° сд., що майже на межі поміж Тихим і Індійським океанами. Максимальна глибина 2692 м.

— *Росса море*: належить до антарктичних морів, до типу крайкових океанічних. Південна межа проходить вздовж берегу Антарктиди між мисами Адер на заході і Колбек на сході, на півночі відокремлене від великих глибин підводним підняттям з глибинами до 300-400 м. Площа моря дорівнює 960 тис. км², об'єм морської води 598 тис. км³, глибина пересічна 677 м і максимальна 2972 м. Головні форми донного рельєфу: *підняття *Айслін*, *підняття *Пеннел*, котловина *Беллінсгаузена*.

— *Амундсена море*: на півдні межа проходить вздовж материкових берегів Антарктиди між мисами Дарт і Флайінг-Фіш. Належить до типу материкових, крайкових. Площа 98 тис. км², об'єм морської води 28 тис. км³, глибина пересічна 286 м і максимальна 5146 м. Чітко визначених великих форм донного рельєфу немає.

— *Беллінсгаузена море*: південна межа міститься вздовж берегів Антарктиди поміж м.Флайінг-Фіш (о.Терстон) на заході і північною частиною о.Аделейд (на південь від о-вів Баско, на північно-західному узбережжі Антарктичного півострова на широті майже Південного Полярного кола). Належить до типу крайкового, океанічного. Площа становить 487 тис. км², об'єм морської води 614 тис. км³, глибина пересічна 1261 м і максимальна 4206 м. Форми рельєфу: підняття *Петра*, котловина *Беллінсгаузена*.

Отже, в межах Тихого океану розташовано 34 підрозділів, що відповідають визначенню "море" - всього 34 моря, на дні яких містяться різноманітні форми рельєфу ендегенного і екзогенного походження.

РЕЛЬЄФ ДНА АТЛАНТИЧНОГО ОКЕАНУ

Атлантичний океан є одним з головних підрозділів Світового, поруч з Тихим та іншими. Але він суттєво поступається Тихому за всіма головними параметрами, хоча і є другим за розмірами на Землі. Площа Атлантичного океану дорівнює 91,6 млн км², чи 25,3% від загальної площі Світового океану. Коли брати до відома площу без островів, то вона становитиме 81,3 млн км². Загальний обсяг морської води, що міститься в межах всього океану, сягає майже 330 млн км³, чи 24,61% від загальнопланетарного. Пересічна глибина дорівнює 3602 м, без морів 3943 м, а максимальна 8742 м в тренчі *Пуерто-Ріко*. Найдовга відстань від Датської протоки до Антарктиди складає більше за 15000 км. В найбільш вузькому місці, між берегами п-овів Лабрадор і Скандинавським, відстань дорівнює близько 2600 км, а в самому широкому, між берегами Мексиканської затоки і Гібралтарською протокою, - майже 9500 км.

Головні особливості розподілу глибин відображаються в значеннях кількох батиметричних інтервалів Атлантичного океану, своєрідних "сходинок". Конкретні межі цих сходинок залучені такими ж, як і в Світовому океані взагалі, і визначені за результатами розрахунків на кафедрі геоморфології Московського державного університету ім. М.В.Ломоносова. Отже, площа в межах інтервалу глибин, що дорівнює 0-200 м, становить 8011 тис. км² (8,74%), в інтервалі 200-1000 м становить 4135 тис. км² (4,51%), в інтервалі 1000-2000 м — майже стільки ж: 3892 тис. км² (4,25%). Як і в кордонах Світового океану взагалі, наступні значення часток тієї чи іншої сходинки стають більшими. Площа дна в межах глибин 2000-3000 м виявилася в значенні 7769 тис. км² (8,48%), в межах 3000-4000 — 17909 тис. км² (19,54%), в межах 4000-5000 м — 29330 тис. км² (32,01%), а в межах 5000-6000 м — вже 20151 тис. км² (22,00%). Інші батиметричні сходинок займають дуже малі частки океанічного дна: в межах глибин 6000-7000 м — 356 тис. км² (0,39%), в межах глибин 7000-8000 м — 52 тис. км² (0,05%) і в межах глибин 8000-9000 м — лише 10 тис. км² (< 0,01%). Таким чином, розподіл вказаних інтервалів глибин найбільше наближається до значень в Світовому океані в цілому.

Атлантичний і Північний Льодовитий океани поділені підводними порогами, над якими глибини становлять біля 500 м. Вони створюють перешкоду на шляху обміну глибинною водою поміж вказаними океанами. На півдні, в протоці Дрейка великі глибини (більше за 4000 м) дозволяють майже вільний водообмін з Тихим океаном. З Індійським океаном відбувається ще більш вільний водообмін, завдяки великим водним просторам з відстанню 4500 км поміж Африкою і Антарктидою і глибинами більше 5000 м. Сучасні підрахунки дали можливість встановити, що площа дна, де міститься підводна окрайка материків, вміщує 29,7 млн км², дно з перехідною зоною — 4,9 млн км², з улоговинням океану — 34,5 млн км² і з серединними океанічними хребтами — 22,5 млн км².

Нині розроблені досить досконалі уявлення про тектоніку земної кори і надра нашої планети, які звичайно розповсюджуються не тільки на континенти, але й на дно будь-якого з океанів. Відповідно, структурами найвищого ступеня (*геотектурами*) можна вважати такі: 1) материкові платформи; 2) геосинклінальні області; 3) талассократони (структури з океанічним типом земної кори, що утворюють логвиння океану); 4) георіфтогеналі (рухомі стяги в межах дна океану, де поформовані серединно-океанічні хребти з рифтогенальною земною корою). Всі ці найбільші утворення рельєфу є *планетарними морфоструктурами* найвищого ступеня. Вони не можуть бути об'єднаними в інші які-небудь два чи три. Вони непок'єднувані, і будь-який інший тип чи елемент рельєфу на дні океану є складовою частиною одної з названих планетарних морфоструктур.

Рельєф дна Атлантичного океану є менше складним, ніж в Тихому. Це обумовлено переважно невеликою загальною розчленованістю донної поверхні. В ньому не так багато островів, майже не зустрічаються столові гори ("гайоти"). Дуже мало кораллових будівель, особливо атоллів. Взагалі глибини менші, відносно небагато глибоководних тренчів. На відміну від Тихого, в Атлантичному океані більш чітко простежується серединний хребет, який розташований від Ісландії на півночі і до 45° пд.ш., де він закінчується підводною горою *капітан Шпіс* (глибина над нею 411 м). Цей хребет в загальних рисах повторює подовгасту і звивисту форму океану, а за контурами нагадує латинську літеру "5". Його довжина сягає більше, ніж 16000 км.

На півночі система підводного серединного хребта переходить з Північного Льодовитого океану, від хребтів Мона і Кольбенсей. Вона роз'єднується надводним елементом — о.Ісландія, що виник завдяки підвищеній інтенсивності вулканічних процесів з сильним розломним виверженням протягом всього кайнозою. Наступним відтинком цієї системи є

хребет Рейк'єнес, який відокремлюється системами трансформних розколин і тренчів Пбса і Фаради від Північно-Атлантичного хребта. На півдні Південно-Атлантичний хребет продовжує загальносвітову систему серединно-океанічних хребтів. Тут він поєднується з Африкансько-Антарктичним хребтом, більша частина якого розташована в Індійському океані. Межею між цими хребтами є тренч Буве. Характерно, що в Атлантичному океані немає відгалужень структури серединного хребта, тут він не поєднується на західному і східному флангах з відповідними континентальними структурами, на відміну від Тихого океану.

Увесь серединний хребет поділяється на дві частини - північну і південну. Вони розташовані кожна у відповідній півкулі, бо відмежовуються одна від одної майже на екваторі глибоководним тренчем *Романш*. Ці дві частини хребта сягають загальної висоти 2000-4000 м над суміжними котловинами. Глибини океану над вершинами хребта мають широкі значення, наприклад 51 м над горою *Чосер* на північ від Азорських о-вів та більше за 3500 м в районі 20-25° пд.ш., на захід від Ангольської котловини. Деякі вершини з'являються над водною поверхнею в вигляді скель і островів, наприклад, острови Трістан да-Кунья, Вознесіння, Сан-Паулу, Азорські. Майже всі вони мають вулканічне походження. Ширина серединного хребта сягає пересічно 500-750 км, максимум до 1600 км..

Однією з морфометричних особливостей серединно-океанічного хребта тут, як і в інших океанах, є місцєрозташування рифту вздовж всієї його поздовжньої вісі. Рифт виглядає як поздовжня западина, схожа на глибоководний тренч. Він перервчасто розповсюджується уздовж всього хребта, шириною до 30-40 км, звичайно - менше. Часто його днище переглиблене відносно основи хребта на 1000-1500 м.

Північний відтинок хребта є монолітним, єдиним, згуртованим. В межах південного відтинку від хребта відгалужуються відгілля, як наприклад Китовий хребет або узвищення *Метеор*.

Схили серединного Атлантичного хребта мають складну будову. За даними досліджень В.В.Орльонка, О.В.Ільїна і В.М.Литвина, вони терасовані, ускладнені передгірськими горбами та окремими горами. За приклади можуть слугувати гори *Фаради*, *Крузер*, *Мілн*, *Вюст*, *адмірал Ценкер*, тощо. Взагалі, східний схил цього хребта більше спади́стий, порівняно із західним.

Майже на всій відстані серединний Атлантичний хребет облямовується з двох боків глибоководними котловинами, днища яких містяться на глибинах 5000-6000 м, як наприклад в Північно-Американській, Західно-Європейській, Бразильській, Ангольській котловинах. Більшість окрайкових кот-

ловин мають, як правило, форму, що наближається до овальної або кругової. Днища були вирівняні, заповнені потужним осадковим шаром. В загальному випадку в них відсутні досить великі позитивні чи негативні форми рельєфу, як це спостерігається в Тихому океані.

За провідний тип перехідної зони дна океану править переважно перший - класичний ескарп. Досить стало він простежується вздовж Африканських і Західно-Європейських берегів, помітно проступає вздовж Американського материка. Навколо берегів Гренландії, Ісландії і Скандинавії визначена третя різновидність перехідної зони, а в Карібському басейні і в районі моря Скоша — друга.

На схемі, яка складена за даними численних досліджень й вміщена в книзі О.К.Леонтьєва і Г.О.Саф'янова, можна бачити, що в Атлантичному океані віднайдено багато підводних каньонів. Найбільша їх кількість наближена до зони переходу від Північно-американського континенту до океанічного улоговиння — більше, ніж 40. Серед них найкрупнішими і найвідомішими є каньони *Гудзон*, *Гілберт*, *Лідонія* та ін., що були досить детально характеризовані Ф.Шепардом і РДіллом. Багато каньонів розташовано навколо західного узбережжя Європи (*Назаре*, *Кап-Бретон*, *Од'єрн*, *Блек Мад*, *Шемрок* та ін.), навкруги о. Корсіка в Середземному морі (*Порито*, *Сагон*, *Пропріано*, *Аяччо*, *Валенко* та ін.), в Лігурійському морі (*Перпіньяк*, *Вар*, *Тагіл* та ін.), навколо о.Кріт і навпроти дельти Нілу, на зовнішній окрайці Патагонського шельфу в Південно-західній частині океану, в Гвінейській затоці, на південь від Ісландії.

В Атлантичному океані розвинулася суттєво менша кількість глибоководних тренчів, в порівнянні із Тихим океаном. Найглибшим виявився тренч Пуерто-Ріко, що розташувався вздовж зовнішньої океанічної окрайки Антильських островів. Його глибина дорівнює 8742 м, вона була знайдена ще в 1955 р. американською океанологічною експедицією на дослідному судні "Віма". Ще й досі ця глибина залишається найбільшою з відомих в Атлантиці. Там же неподалік на заході розташувався великий і глибокий тренч Кайман (Бартлетт) і декілька малих тренчів. Чисельними, відносно невеликими, але подовгастими тренчами є розчленованим серединний Атлантичний хребет і його крилові зони, зокрема - тренчами *Гібса*, *Атлантіс*, *Кейн*, *Віма*, *Вознесіння*, що за походженням виникли завдяки формуванню трансформних розколин. На відміну від типових найглибших тренчів, ці в межах площі серединного хребта були названі як *трансформні тренчі*, бо їх улоговина поформована ендегенними процесами розвитку трансформних розколин. Найбільш помітним серед них є глибоководний тренч Романш, глибина якого сягає 7856 м.

В південній частині океану великий тренч розташований в районі моря Скоша (в типовій перехідній зоні дна, як і в Карібському басейні) - Південно-Сандвічевий. Дещо менші параметри мають Південно-Шетландський і Південно-Оркнейський тренчі. Невелика кількість цих форм рельєфу розташовуються в морях Атлантичного басейну: в Середземному (наприклад, Геленський), в Північному, в Мармуровому. Головними процесами формування такого донного рельєфу є ендегенні.

Поряд з цим, важливе значення мають екзогенні процеси осадконакопичення, що обумовлюють переважно вирівнювання вихідного рельєфу. В цьому відношенні Атлантичний океан відрізняється підвищеними і більш рівномірними швидкостями сучасної седиментації. Найповільнішими швидкостями осадконакопичення відрізняється глибоководна червона глина, що акумулюється переважно в котловинах океанічного улоговиння. Поміж пелагічних осадків, підвищену швидкість відкладання мають форамініферові мули. Теригенний осадковий матеріал дуже швидко відкладається в батіальній зоні, але в абісальних районах, які надто віддалені від берегів, швидкості їх накопичення можуть бути ідентичними до швидкостей накопичення червоної глибоководної глини.

Як і в Тихому, в Атлантичному океані сучасні процеси осадконакопичення впливають найсильніше на формування підводного рельєфу неподалеку від берегів. Навколо майже всього берегового контуру океану, що тягнеться до материків, швидкості седиментації становлять 30-100 мм/1000. Ширина стяги, що охоплена цими величинами, може дорівнювати 50-100 км, а максимумами - до 300-500 км, починаючи від зовнішньої окрайки шельфу. На цьому загальному пересічному фоні на поверхні шельфів найбільше характерні значення від 60 до 220 мм/1000 в помірних зонах обох півкуль, а в пригирлових областях великих річок тропічних і екваторіальних широт — більше за 2000 мм/1000 (Міссісіппі, Нігер, Оріноко, тощо). Особливо звертає на себе увагу дно замкнутих заток і западин рельєфу: зокрема, в затоці Парія — до 10000 мм/1000, а на шельфі перед затокою — до 800 мм/1000. В межах дна *Європейсько-Африканського Середземного моря* швидкості дорівнюють від 40 до 200 мм/1000, при цьому накопичуються головним чином вапнякові мули. На дні Чорного моря, в його прибережних районах швидкості седиментації становлять 100-400 (максимум 700) мм/1000, а в його глибоководній котловині — 10-40 мм/1000, як і взагалі в окрайкових Середземних морях.

Разом з тим, більша частина площі пелагіалі дна Атлантичного океану охоплена швидкостями осадконакопичення, що сягають 10-30 мм/1000. Відносно них, дещо підвищеними швидкості знайдені на *крилових зонах*

серединних хребтів - до 40-50 мм/1000. Ділянки з малими швидкостями осадконакопичення (< 10 мм/1000 років) охоплюють не менше 15% площі океану. Вони розташовані головним чином в південних приантарктичних областях дна.

Позитивні і негативні форми рельєфу дна Атлантичного океану представлені горами, хребтами, підняттями, валами, узвищеннями, плато, розколинами, виярками, котловинами, тренчами.

Зауваження: позначкою "*" нижче вказані ті назви, що не обов'язкові за навчальною програмою.

Позитивні форми рельєфу на дні відкритого океану:

- *Телеграфне* плато, навколо о.Ісландія, початковий відтинок системи Атлантичної серединно-океанічної системи хребтів;
- *Рейк'янес* хребет, від Телеграфного плато до зони розколин Пбса;
- *Північно-Атлантичний* хребет;
- *Південно-Атлантичний* хребет;
- *Уайвіла Томсона* поріг, між Оркнейськими і Фарерськими о-вами;
- *Фарерсько-Ісландський* поріг;
- *Ісландсько-Гренландський* поріг;
- *Гренландсько-Канадський* поріг;
- * *Аутер-Бейліс* банка;
- * *Хаттон* хребет, на північний захід від підняття Роколл;
- * *Грейт-Сол* підняття (банка), на південь від о.Ірландія;
- *Роколл* плато;
- *Порхьюпайн* підняття, на захід від о.Ірландія;
- * *Південно-Східний Ньюфаундлендський* хребет, з краю шельфу на південний схід від Великої Ньюфаундлендської банки, від 43° до 38° пн.ш.;
- *Флеміш-Кап* підняття;
- *Велика Ньюфаундлендська* банка;
- *Банкєро* банка;
- * *Браунс* банка;
- *Джорджєс* банка;
- *Блейк* плато;
- * *Келвін (Нової Англії)* гори, в північній частині Бемудського підняття;
- *Бермудське* підняття;
- * *Роккевей* хребет, в північно-східній частині Північно-Американської котловини, між 15° і 17° пн.ш., відтинок серединного хребта;
- * *Жозефін* хребет, на захід від м.Рока в Португалії;
- *Канарське* підняття;

- *Зеленого Мису* підняття;
- *С'єрра-Леоне* узвищення;
- *Велика Багамська* банка;
- *Мала Багамська* банка;
- *Кайкос* банка (підняття);
- *Сілвер* банка;
- * *Барбадоське* плато, на південь від о.Барбадос і на схід від о.Трінідад;
- * *Демерара* підняття;
- * *Трінідаді* гори, на схід від м.Туборан (Бразилія), поміж 20° і 22° пд.ш.;
- *Сан-Паулу* плато;
- *Ріу-Гранді* узвищення;
- *Китовий* хребет;
- *Діскавері* підняття, на південь від Китового хребта на 42° пд.ш. і 1° з.д.;
- *Буве* хребет;
- *Африкансько-Антарктичний* хребет;
- *Фолкленд* плато;
- *Бердвуд* узвищення, на схід від о.Вогняна Земля на 54° пд.ш. і 55-62° з.д.;
- * *Райн* банка, глибина 121 м, на 56° пд.ш і 54° з.д.;
- *Південно-Антильський* хребет, із сходу, півночі і півдня облямовує море Скоша;
- * *Коронейшн* підняття, на схід від Південно-Шетландських о-вів в Антарктиці;
- *Мод* узвищення;
- *Лазарева* узвищення, поділяє моря Лазарева і Рісер-Ларсена.

Негативні форми рельєфу на дні відкритого океану:

- *Лабрадорська* котловина;
- *Ньюфаундлендська* котловина;
- *Західно-Європейська* котловина;
- *Іберійська* котловина;
- *Рока* котловина;
- *Північно-Африканська* котловина;
- *Північно-Американська* котловина;
- *Багамська* котловина;
- * *Провіденс-Нассау* виярок;
- *Зеленого Мису* котловина;
- *Гвіанська* котловина;
- *С'єрра-Леоне* котловина;

- *Гвінейська* котловина;
- *Ангольська* котловина;
- *Бразильська* котловина;
- *Аргентинська* котловина;
- *Капська* котловина;
- *Агульяс* котловина;
- *Африкансько-Антарктична* котловина;
- *Скоша* котловина.

Тренчі на дні Атлантичного океану:

- * *Гібс (Рейк'янес)* трансформний тренч (4862 м);
- *Кінгз* трансформний тренч (5990 м), розташований на 43° пн.ш. і 20-23° з.д.;
- *Віма* трансформний тренч (5342 м), розташований на 11° пн.ш. і 41-46° з.д.;
- *Пуерто-Ріко* глибоководний тренч (8742 м - максимальна глибина океану);
- *Романш* глибоководний тренч (7856 м);
- *Буве* глибоководний тренч (5607 м);
- *Південно-Сандвічев* глибоководний тренч (8428 м).

Моря Атлантичного океану і провідні форми рельєфу в їх межах:

— *Лабрадор море:* розташоване на далекій межі північного заходу океану, відноситься до типу крайкових, океанічних. Площа дорівнює 841 тис. км², об'єм морської води 1596 тис. км³, глибина пересічна 1898 м і максимальна 4316 м. Центральна частина зайнята глибоководною котловиною *Лабрадорською*.

— *Ірмінгера море:* виділено в 1958 р. Г.К.Бруксом на схід від Гренландії і є частиною Атлантичного океану. На південному заході межує з морем Лабрадор вздовж лінії від м.Фарвель (Гренландія) до м.Сент-Франсіс (Східний Ньюфаундленд). На північному сході межа проходить від м.Нансен (Гренландія) до м.Стремнесс на північно-східній частині Ісландії і по берегу цього острова до м.Рейк'янес. Потім від цього мису по поздовжній вісі до південно-західної кінцівки хребта Рейк'янес, а від неї — до м.Сент-Франсіс. Зараз Міжнародне Гідрографічне бюро не визнає цього моря, але як окремий басейн воно має суттєвий сенс з океанологічної точки зору.

— *Саргасове море:* займає центральну частину Північно-Американської котловини і північної циркуляції океану в межах найбільшого

розповсюдження водоростей саргассумів. Приблизна площа 1411 тис. км², об'єм морської води 5608 тис. км³, глибина пересічна 3974 м, максимальна 7110 м.

— *Карібське море* разом із Мексиканською затокою складає Американське Середземне (Центрально-Американське) море. Загальна площа дорівнює 4243 тис. км² (площа моря 2641 тис. км², а площа затоки 1602 тис. км²), сумарний об'єм морської води 9619 тис. км³. Пересічна глибина дорівнює 2267 м, а максимальна 7680 м. Головні форми донного рельєфу: банка *Кампече*, банка *Москітос*, *Юкатанський* поріг, хребет *Містерьоса*, *Ямайський* поріг, хребет *Беата*, хребет *Авес*, *Східно-Антильський* хребет, *Мексиканська* котловина (4376 м), *Юкатанська* котловина, *Колумбійська* котловина, *Венесуельська* котловина, котловина *Гренада*, котловина *Тобаго*, тренч *Кайман (Бартлетт)* (7680 м).

— *Скоша (Скотія) море:* розмістилося в південній частині океану, відноситься до типу міжматерикових, океанічних, головна особливість рельєфу — дуже і несуттєво виражений шельф. Площа моря становить 1247 тис. км², об'єм морської води 3861 тис. км³, глибина пересічна 3096 м і максимальна 7756 м. Головні форми рельєфу дна: *Південно-Антильський* хребет, *Центральне підвищення*, **Східне (Лисянського) підвищення*, банка *Райн*, **котловина Дрейка (Західна)*, котловина *Південної Георгії*, котловина *Лорі*, розлом *Шектона*, *Південно-Шетландський* тренч (5068 м), *Південно-Оркнейський* тренч (6820 м), тренч *Райн* (7756 м).

— *Уедделла море:* кордони утворені Південно-Оркнейськими і Південно-Сандвічевими островами, далі - підводними підвищеннями в напрямку узбережжя Антарктиди до м.Норвегія (шельфовий льодовик Куорісена), вздовж берегів материка до північної крайки Антарктичного п-ова. В цих межах площа становить 2910 тис. км², об'єм морської води 8375 тис. км³, глибина пересічна 2878 м і максимальна 6820 м. Відноситься до типу крайкових, океанічних. Головна форма рельєфу - *Африкансько-Антарктична* котловина.

— *Лазарева море:* відноситься до типу крайкових, океанічних, прилегле до берегів Антарктиди між Мускет-бухтою (приблизно 70° пд.ш. і 2° з.д.) і мисом Гострим, а на півночі відмежоване 66° пд. ш. Охоплює дно на шельфі, суміжних підвищеннях і частинах глибоководних котловин. Площа 832 тис. км, об'єм морської води 2416 тис. км, глибина пересічна 2904 м і максимальна 4793 м. Головні форми донного рельєфу: підняття *Мод*, підняття *Лазарева*, **западина Фімбулісен* (4581 м).

— *Середземне море:* відноситься до типу міжматерикових внутрішніх, океанічних. До його складу входять підрозділи меншого ступеню — моря:

Альборанське, Лігурійське, Тірренське, Адріатичне, Іонічне, Леванта, Егейське, Критське. В загальних межах площа дна складає 2505 тис. км², об'єм морської води 3603 тис. км³, глибина пересічна 1438 м і максимальна 5121 м. Головні форми рельєфу дна: *хребет *Альборан, Атласський хребет, *порожисте підняття Скерки, Серединне плато, Центральний Середземноморський вал, Альборанська котловина, Алжиро-Прованська котловина, Тірренська котловина, Адріатична котловина, Центральна котловина, Тенаронська западина (4715 м), Родоська западина (4433 м), Критська котловина, Левантійська котловина, Гелленський тренч (5121 м), Лівійський тренч (3362 м), Північно-Егейський тренч (1468 м).*

— *Мармурове море:* із Середземним морем з'єднується протокою Дарданелли, а з Чорним морем - протокою Босфор. Відноситься до типу материкових Середземних морів. Площа дорівнює 12 тис. км², об'єм морської води 3 тис. км³, глибина пересічна 254 м і максимальна 1389 м. Великих форм донного рельєфу немає.

— *Чорне море:* відноситься до типу внутрішнього міжматерикового, океанічного. Площа становить 423 тис. км², об'єм морської води 538 тис. км³, глибина пересічна 1272 м і максимальна 2211 м. Головною формою донного рельєфу є *Чорноморська Глибоководна котловина.*

— *Азовське море:* відноситься до внутрішньоматерикових шельфових морів, з Світовим океаном з'єднується через Чорне, Мармурове і Середземне моря. Площа дорівнює 39 тис. км², об'єм морської води 290 км³, глибина пересічна 7,7 м і максимальна 12,8 м. Великі форми донного рельєфу відсутні.

— *Ірландське море:* утворено акваторією поміж о-вами Британія і Ірландія. Відноситься до типу міжострівних шельфових. Площа 47 тис. км², об'єм морської води 2 тис. км³, глибина пересічна 43 м і максимальна 159 м. Великі форми донного рельєфу відсутні.

— *Кельтське море:* розташоване на південь від Ірландського, поміж протокою Св.Георга, о-вами Британія і Ірландія, лінією, що з'єднує м. Мізен-Хед (Ірландія) і кінцевий західний острів з групи Сіллі біля п-ова Корнуолл (Британія). Площа 97 тис. км², об'єм морської води 5,2 тис. км³, глибина пересічна 54 м і максимальна 102 м. Великі форми донного рельєфу відсутні.

— *Північне море:* відноситься до типу материкових шельфових окрайкових морів. Площа сягає 565 тис. км², об'єм морської води 49 тис. км³, глибина пересічна 87 м і максимальна 725 м. Головні форми донного рельєфу: банка *Доггер*, западина *Девіс-Хол* (238 м), *Норвезький тренч* (725 м).

— *Балтійське море:* відноситься до типу внутрішніх материкових, шельфових морів. Площа 419 тис. км², об'єм морської води 21,5 тис. км³, глибина пересічна 51 м і максимальна 470 м. Головні форми донного рельєфу: **Хубург банка, *Слупська банка, *Арконська котловина, *Гданська котловина, Ландсортська западина (470 м).*

Таким чином, в межах Атлантичного океану розташовано 22 моря з дуже різноманітними за походженням і параметрами формами рельєфу на їх дні, що утворюються як ендегенними, так і екзогенними факторами і процесами.

РЕЛЬЄФ ДНА ІНДІЙСЬКОГО ОКЕАНУ

Індійський океан являє собою третій за розмірами серед найголовних підрозділів Світового океану. Він межує з Атлантичним океаном вздовж меридіану 20° сх.д. від м.Ігольного (Африка) до берегової лінії Антарктиди. З Тихим океаном кордон проходить від узбережжя Антарктиди на північ вздовж меридіану 147° сх.д. до м.Південно-Східний на півдні о.Тасманія, далі на північ по Бассовій протоці і по материковому берегу Австралії. На півночі Австралії кордон перетинає Торресову протоку від м.Йорк до о. Нова Гвінея, потім йде вздовж південного і південно-західного берега цього острова до м.Аді, перетинає протоку Кай і вздовж південного контура островів Танімбар, Бабар, Тімор, Роті, Сумба, Ява, навкруги огинаючи о.Суматра, сягає найвузької частини Малаккської протоки. Таким чином, до Індійського океану нами зараховуються Арафурське і Тиморське моря, що має генетичне підґрунтя, починаючи з розробок А.М.Муромцева в 50-х роках. В названих межах океан має площу 76,2 млн км², об'єм води у океанічному вмістилищі дорівнює 282,7 млн км³. Пересічна глибина океану сягає 3711 м, а максимальна в Зондському тренчі - 7729 м. Вздовж меридіану 60° сх.д. поміж протилежними берегами відстань становить 11450 км, а вздовж паралелі 10° пд.ш. - 10180 км. Лінія Південного (Козерога) тропіка проходить майже на однаковій відстані від південних і північних кордонів океану.

Провідні геоморфологічні риси дна Індійського океану характеризуються наступним:

1. На дні цього океану розташована складна система серединно-океанічного хребта, переважно більшої складності, аніж навіть в Тихому океані.
2. Відносна безладність, сумішність притаманна територіальному розташуванню глибоководних (абісальних) котловин, в порівнянні із Атлантичним океаном.
3. На дні виявлена невелика кількість глибоководних тренчів, як і в Атлантичному океані і на відміну від Тихого океану.
4. Вздовж берегів, в межах материкової окрайки розповсюджений вузький шельф, поверхня якого має відносно малу площу і значні величини похилів.

Про загальні закономірності територіального розповсюдження глибин дна можуть дати уявлення площі окремих батиметричних "сходинок" (інтервалу, межі глибин), як це також розглядалося раніше щодо Тихого і Атлантичного океанів. Отже, площа інтервалу глибин 0-200 м дорівнює 4386 тис. км² (5,75%), інтервалу 200-1000 м - 2492 тис. км² (3,27%), інтервалу 1000-2000 м - 3094 тис. км² (4,06%), а в межах глибин 2000-3000 м вже майже в 2 рази більше - 7404 тис. км² (9,72%). Як і на дні інших океанів, починається суттєве підвищення значень площі наступних батиметричних "сходинок". Зокрема, в інтервалі глибин 3000-4000 м площа становить 19470 тис. км² (25,56%), в інтервалі 4000-5000 м - 26460 тис. км² (34,74%), в інтервалі 5000-6000 м - 12445 тис. км² (16,34%). Але глибини із значенням > 6000 м займають несуттєву частину дна: в інтервалі 6000-7000 м - 420 тис. км² [(0,55%), що за абсолютними числами в 5 разів менше, ніж в Тихому океані], а в інтервалі 7000-8000 м - тільки 3 тис. км² {(0,004%), що в 60 разів менше, ніж в Тихому океані}. Більших глибин в цьому океані не зустрічається. Разом з тим характерно, що за відсотковими значеннями глибини менші за 3000 м зустрічаються частіше в Атлантичному океані, а глибини > 6000 м частіше зустрічаються в Індійському океані. Показовими виступають особливості рельєфу в межах мегаструктур - головних геотектур.

Окрайка материків. В Індійському океані найшироким є шельф біля північного узбережжя Австралії (більше за 1000 км), а також вздовж західних берегів п-ва Індостан в районі Камбейської затоки, на півночі Бенгальської затоки, вздовж берегів Великої Австралійської затоки. В названих районах звичайні похили поверхні дорівнюють від 001' до 010', поверхня відносно рівна і повільна. Перехід до материкового схилу найчастіше виглядає чітко, зокрема, вздовж Австралійського узбережжя, біля берегів Індостану, Аравії, Східної Африки.

Вкрай вузьким виглядає шельф навколо о. Цейлон, о. Яви, східного Мадагаскару (< 30-50 км, місцями навіть 2-5 км), тощо. Досить часто в нього втілюються відгілля підводних каньйонів, що сягають малих глибин в береговій зоні океану. На поверхні шельфу розповсюджені кораллові банки, рифи, острови, зокрема, типовими є названі форми вздовж берегів Червоного моря, берегів о. Ява, західних і північних берегів Австралії тощо.

Як і в інших океанах і морях, зустрічаються острівний і континентальний типи шельфів. Більшість їх відноситься до абразійно-аккумулятивних. Чітко визначається аккумулятивний шельф в Перській і Бенгальській затоках, в Андаманському і Арафурському морях.

Отримання великого обсягу різноманітної інформації з підводних окрайок материків в Індійському океані, їх систематизація і аналіз дозволили В.Ф.Канаєву та його співробітникам з Інституту океанології ім. П.П.Ширшова АН СРСР ще на початку 70-х років нинішнього століття навести формулювання деяких важливих закономірностей розподілу і розміщення рельєфу і будови материкових окрайків. Ці формулювання ні принципово, ні по суті не спростовані і не модернізовані до останнього часу. Виявилось, що закономірності виглядають нерівнозначно біля різних материків. Для материкових окрайків вздовж Африканського континенту провідні закономірності такі:

1. Дуже незначна ширина, яка безпосередньо пов'язана з перевагою вузького шельфу і скидистого материкового схилу. Лише на півдні цього материка підводна окрайка поширюється до 200 миль, а на північному заході в Аденській затоці стає вузькою і сягає < 10-20 миль. На окрайці материкової обмілини глибина океану складає біля 70-120 м, місцями вона зменшується до 40 м, але може й збільшуватися до 300 м.

2. Значне поширення абразійно-аккумулятивного шельфу в північному і південному регіонах, в центральному - біогенних форм рельєфу (кораллові споруди).

3. Відносно спрощена структура материкового схилу, який переважно і в більшості виглядає як типовий ескарп з характерними рисами: з висотою, похилістю і розчленованістю, які значно змінюються від одного до іншого місця.

4. Процеси рельєфоутворення в значній мірі пов'язані з дією біогенних і гідрогенних факторів і в невеликій мірі - з впливом сучасного осадконакопичення.

Для материкових окрайків вздовж узбережжя Азії провідні особливості будови рельєфу виглядають таким чином:

1. В зв'язку з різноманітною будовою материкових структур (давні платформи і молоді геосинклинальні смуги), що зрізаються сучасною береговою лінією, й шельфи на півночі Індійського океану відрізняються багатьма структурно-морфологічними особливостями. Виразно і чітко спостерігаються великі коливання висоти, розчленованості, ширини, розташування відносно берегової лінії, експозиції відносно до напрямку дії океанічних течій.

2. Шельф являє собою переважно хвилясту абразійно-аккумулятивну рівнину, яка місцями ускладнена горбами, банками чи скелями. В затоках і біля гирл великих річок зустрічаються ділянки ерозійно-аккумулятивного рельєфу, де розповсюджені пасма, вали, борозни, виярки.

3. Рельєф біогенного походження займає несуттєві за площею ділянки шельфу, за винятком південної половини Перської затоки і пасма Маль-

дівського хребта. В цьому ж регіоні, поблизу аравійського берега, а також на західному узбережжі Австралії, в зв'язку з інтенсивним процесом хімічного випадання солі в лагунах і цементації пляжових наносів, значного поширення здобув хомогенний рельєф в вигляді нерівностей поверхні відкладання солі і в вигляді "beach-rock".

Можна також доповнити, згідно до матеріалів К. Емері, М. Юінга, Р. Фейрбріджа, Т. Рао, Дж. Уісемана та ін., що для північно-індоокеанських шельфів характерним є алювіально-аккумулятивний рельєф. Головна причина пов'язана з тривалим інтенсивним скидом велетенської кількості річкових наносів з таких величезних річок, як Тигр, Євфрат, Інд, Ганг, Брах-марутра, Іраваді.

Ширина шельфу вздовж Азійського материка змінюється від 1 до 250 миль. Глибина зовнішньої окрайки становить найчастіше 120-150 м, місцями вона може зменшуватися до 60 м чи збільшуватися до 240 м. Зустрічаються також невеликі ділянки шельфу, із заглибленням до 280-400 м.

4. Материковий схил як морфологічна частина затопленої маргіналі материків в більшості випадків виглядає як ординарний ескарп, з пересічним похилом звичайно 10-15°, місцями — значною мірою спадисто, до 6°, чи з більшим похилом, до 30°, з висотою до 2000-3000 м, з протилежними межами глибини - від 400 м до 4200 м. Зустрічаються схили сходинового та випукло-ввігнутого *пересіку*, а також ускладнені поздовжніми пасмами, горами, долинами і каньонами.

5. Ускладнення схилу долинами і каньонами може бути вельми інтенсивним. Поряд з невеликими підводними долинами, що прорізають схил вглиб на декілька десятків метрів і на сотні метрів завдовжки, існують каньйони (наприклад, *Інд, Ганг, Трінкомалі*) з відносною величиною заглиблення до 1500 м і довжиною на багато десятків кілометрів.

На сході Індійського океану, в межах підводної окрайки Австралійського материка можна зазначити наступні особливості:

1. Значно поширеними є великі *висуванці* і невеликі сходинки, що розташувалися на різних глибинах — від 800 м до 3000 м. В верхній частині материкового схилу сходинки рельєфу мають вигляд глибоко занурених ділянок зовнішнього шельфу, вони значно поширені вздовж північно-західного узбережжя Австралії. Найглибше розташовані сходинки відображають собою блоки давньої платформи, яка з початку палеозою зазнала неодноразового членування і вертикальних рухів. Вони мали розвиток вздовж визначних тектонічних розколин докембрійського щита. Про материкову платформенну природу сходинок на материковому схилі свідчать переважно відповідні особливості гравітаційного і магнітного полів.

2. Поряд з абразійно-аккумулятивними рівнинами, на шельфі зустрічаються біогенні, ерозійно-аккумулятивні і субаеральні ерозійні, в тому числі і *заглиблені*, форми донного рельєфу. Це вказує на складну будову і розвиток шельфів, на неодноразову зміну фізико-географічних умов рельєфоутворення. Також характерною є істотна мінливість: ширини шельфів (від 570 до 6 миль), глибини над їх зовнішньою окрайкою (від 60 до 850 м), відносних перевищувань другорядних форм рельєфу (від кількох до 80-100 м).

3. Материковий схил має сходинкову, прямолінійну та випукло-ввігнуту форму пересіку. Крутість схилу може змінюватися в значних межах: від майже горизонтальних сходинок до дуже крутих схилів з нахилом більше за 30°. Майже повсюдно висота материкового схилу велика — найчастіше в межах 3000-4500 м, і тільки на невеликому числі ділянок знижується до 1000 м. Найбільше круті ділянки схилів щільно розчленовані долинами і каньйонами. Характерна риса, що головні відгілля більшості каньйонів не мають вторгнення далеко угору шельфу, в межі берегової зони.

На відміну від підводних окрайків інших материків, *в кордонах Індійського сектора Антарктиди* зустрічаються власні відмінності, а саме:

1. Чітко виражена морфолого-структурна зональність. Очевидно можна виділити дві морфологічні зони — внутрішню і зовнішню, які поділені крутим ескарпом. Внутрішній шельф є нерівним, погорбованим, відносно обміленим (100-150 м), на більшій частині перекритим шельфовими льодовиками. Зовнішній шельф є глибоко зануреною (400-500 м) сходинкою, з відносно рівною поверхнею, що похилена в бік материка. Вздовж окрайки цієї сходинки містяться численні пагорби, підвищення і пасма, які можна віднести, напевне, до кінцевих льодовикових морен.

З активним впливом блокових *посувів* земної кори на шельфі пов'язане утворення глибоких, до 2000-3000 м, подовжніх і поперечних виярків і тренчів. Ширина всього шельфу, з урахуванням обох зон, сягає до 40-80 миль. Поруч з шельфовими льодовиками і *висуваннями* материкового льоду, ширина шельфу зменшується до 10-20 миль, а напроти заток підвищується до 100-150 миль. Досить часто материкові антиклінали продовжуються в океані у вигляді відносно мілких хребтів, валів чи узвищень, в тому числі і на шельфі. Це останнє є взагалі характерним для всього Індійського океану, а не тільки на шельфі Антарктиди.

2. Материковий схил Антарктиди в Індійському секторі виявився складним у зв'язку з поширеним розповсюдженням на ньому підводних каньйонів, долин, невеликих гір, пасом і хребтів. Верхня частина схилу є крутою, з похилом приблизно 10-20°. В напрямку підсхилку пересік стає

більше уповільнено похилим, а потім він перетворюється в різко похилий і складений із сукупності конусів скиду чи шлейфом (*фаном* - "fan") терригенних осадків, що скидаються сюди. Будова материкового схилу в певному ступені також визначається дією льодовиків, і проявляється в виникненні як розколин і шпарин, так і в формуванні специфічних "айс-бергових" донних відкладів.

Зона переходу на дні океану. Найбільш повний комплекс геоморфологічних елементів перехідної зони дна Індійського океану розташований вздовж островів Зондського і Андаманського архіпелагів, а також біля центральної частини Східної Африки в Мадагаскарсько-Маскаренському регіоні. Кресенти і чейни тут лукоподібно зігнені, найчастіше їх декілька, за віком вони розрізняються. Тренчі розташовані не тільки з зовнішнього боку чейнів. Дно океанічних глибоководних котловин досить суттєво розчленоване. В складі перехідних зон існують окрайкові і міжострівні моря, зокрема Мадагаскарське, Лаккадівське і Андаманське.

Вздовж решти ділянок узбережжя перехідна зона представлена найпростішим своїм типом. Він відрізняється добре вираженим реліктовим характером глибоководних котловин, перевагою материкових областей над океанічними, відсутністю чи недосить повною яскравістю рис глибоководних тренчів. Як і в межах перехідних зон інших океанів, в Індійському розповсюджено багато вулканічних форм рельєфу. Особливо багато їх в межах підводних хребтів. Вершини хребтів висунуті на денну поверхню у вигляді островів, і переважаюча більшість цих островів є вулканічними, зокрема, в групах островів Коморських, Амірантських, Маскаренських, Ментавай.

Улоговиння океанічного дна. В складі улоговиння дна Індійського океану, як і в межах інших, розташовані серединні хребти і глибоководні абісальні котловини.

Як підкреслювалося в загальній частині цього посібника, хребти названого типу вміщуються в загальнопланетарну систему серединних хребтів. В Індійському океані вони починаються Африкансько-Антарктичним хребтом на кордоні з Атлантичним океаном. Цей хребет охоплює з півдня котловину Агульєс і відокремлюється від наступного розколиною Принс-Едуард в районі 46° пд.ш. і 35° сх.д. Наступним є хребет Західно-індійський, що розповсюджується на північний схід і в районі Південного тропіка з'єднується з Серединно-Індійським хребтом з експозицією "північний захід - південний схід". Цей останній складається з трьох відтинків.

Південний відтінок закінчується на південному сході (36° пд.ш. і 80° сх.д.) перед розколиною Амстердам і отримав назву Центрально-Індійсько-

го хребта. Середній відтинок, відокремлений від попереднього зоною розколин Еджерія і Марія-Целеста, представлений Аравійсько-індійським хребтом. Він сягає розколин Оуен на північному заході, після чого починається розгалуження (третій відтинок), представлене хребтами Меррея (Маррі) і Аденським. Перший з них передає глобальну систему серединних хребтів на суходол до гірського вузла Азії, а другий - на Африканський континент. Ця частина системи серединно-океанічних хребтів розмежовує великі котловини - Африкансько-Антарктичну, Крозе, Центральну і Аравійську на сході від Агульяс, Мадагаскарської і Сомалійської на заході.

Велике відгалуження серединного хребта розповсюджується від розколин Амстердам на східному і південно-східному напрямках. Це Австрало-Антарктичне підняття поділяє дві системи глибоководних котловин поміж Австралією і Антарктидою. Ця велика форма рельєфу сягає кордону з Тихим океаном і закінчується системами розколин Тасмана і Баллені (приблизно вздовж меридіану 150° сх.д.).

В східній частині Індійського океану розташований Східно-індійський хребет. Іноді він зветься "хребет Дев'яностого градусу", оскільки проходить майже точно вздовж відповідного меридіану з півдня на північ. Він починається на широті 33° пд.ш. На 30° пд.ш. від нього відгалуджується на схід Західно-Австралійський (Брокен) хребет. На півночі Східно-індійський сполучається з Андаманським хребтом, який виходить на суходіл і також передає глобальну систему хребтів в гірський центр Азії. Він відокремлює Кокосову і Західно-Австралійську котловини від Центральної.

Окрім названих, в Індійському океані розташовані інші хребти і підняття, що безпосередньо не пов'язані із системою серединно-океанічних хребтів та їх елементів. Переважна їх більшість є елементами перехідних зон (Чагос, Інвестигейтор, Маскаренський, тощо). Також викриті численні гори, в тому числі - типу гайотів, особливо в північній і в центральній частині дна океану. Серед найвідоміших виділяються гори Афанасія Нікітіна, Бардіна, Витязь, Новара, Холл, тощо.

Глибоководні тренчі Індійського океану облямовують Зондські о-ви (Яванський, Тиморський, Кай), Чагос, Амірантські і мають такі ж назви. Є й багато інших, що тяжіють до тектонічно активних зон, деякі з них розташувалися вздовж ліній трансформних розколин і шпарин.

Як і в решті океанів, в Індійському на формування донного рельєфу суттєво впливають процеси седиментації, перед усім - в регіонах інтенсивного надходження великої кількості осадкового матеріалу різноманітного походження. В загальному розділі вже підкреслювалося, що південна частина Азійського континенту є областю скидів величезної кількості

уламкового матеріалу руслами дуже великих річок - Тигру, Євфрату, Інду, Гангу, Брахмапутри, Іраваді й менших. Викиди наносів з річок визначають склад донних осадків і швидкості осадконакопичення в межах всієї північної частини океану. В районах, що тяжіють до гирлових областей (в тому числі - дельта) Інда, Ганга і Іраваді, на дні розповсюджуються суспензійні потужні потоки. Саме вони дають максимальний внесок до постачання осадкового матеріалу в глибоководне улоговиння океану. Саме тут формуються акумулятивні рівнини з великою площею, серед них найвідомішою є Цейлонська рівнина. Їх поверхні еродовані, на що вказують численні підводні долини. Материковий схил розчленований глибокими підводними каньйонами.

Відповідно, набули розвитку підвищені швидкості сучасного осадконакопичення, як зазначено в роботах О.П.Лісичина, Г.Б.Удінцева, В.Ф.Канаєва, В.Є.Хаїна. Зокрема, в північній частині Аравійської котловини в районі великої видовженої розколин Оуен зафіксоване одне з найвищих значень швидкості седиментації - до 2250 мм/1000 р., а на південній окрайці викидного конусу річки Інд - до 1100 мм/1000. На величини кількох сотень мм/1000 р. накопичуються осадки в Андаманській котловині на північ від о.Суматра. Такого ж характеру величини мають місце в безпосередній відстані від гирлів других великих річок - Тигру, Євфрату, Лімпопо, Замбезі, тощо. Саме тому в крайкових частинах улоговиння Індійського океану, як і в інших, існують потужні і широко обсяжні осадкові шлейфи, які дають підстави вважати, що в основній своїй кількості осадковий матеріал далеко від берегів не рухається. Підтвердженням таких підстав може слугувати розподіл швидкостей осадконакопичення в Аравійській котловині: в її центральній і північно-західній частинах осадки накопичуються із пересічними швидкостями 30-40 мм / 1000. Це майже в 60 разів менше, ніж в північній частині, яка суміжна з ядром акумуляції алювію з Інду. Така ж ситуація виявлена і в Центральній котловині Індійського океану, також в межах Цейлонського і Бенгальського плато, в які відкриваються гирла Ганга, Брахмапутри, Каладану, Маханаді, Годоварі й інших річок. В північній частині цього регіону швидкості сягають більше за 150-200 мм/1000, а в південній частині Центральної котловини - менше за 8-9 мм/1000. В Кокосовій котловині швидкості сягають пересічно 7-8 мм/1000 р.

Аналогічну закономірність можна простежити й в інших районах дна Індійського океану, де кількість осадкового матеріалу, що скидається на дно, значно менша, ніж в північних районах. Відповідно, і швидкості виявляються меншими. Але переважна кількість осадків концентрується в без-

посередній близькості від провідного поставача, в данному випадку — це річкові гирла. Відповідно, з точки зору цього висновку некоректно стверджувати, що, наприклад Іраваді має значення для седиментаційного живлення в межах всього Індійського океану, тому що розподіл мулля з цієї річки показує вплив тільки в неширокій стязі на північному сході океану. Але такий вплив ніяк не проявився біля, скажемо, підняття Крозе, хребтів Гуннерус і Кергелен чи в Коморській котловині. Тим паче, що переважна кількість осадків акумулюється поруч з річковими гирлами.

Але осадочні шлейфи мають місце вздовж підсхилків континентального схилу не лише в районах, де річки впадають в океан. Вони розповсюджені вздовж всього облямування дна океану. Таким чином, вельми рясними джерелами осадочного матеріалу виступають не тільки річки, але й інші, і в першу чергу — абразійні, еолові і біогенні. Щодо річкових наносів, то більша їх частина (до 80-95%) залишається в гирлових областях, особливо, коли їхнім провідним елементом є дельти. Ось чому в багатьох випадках на дні осадки накопичуються із досить високими швидкостями там, де в океан втікають переважно малі річки чи й річок немає зовсім. Весь осадковий матеріал різного походження і з різноманітних джерел в таких випадках може переходити в стан мулля, а потім в суспензійних потоках чи течіями розподіляється в межах акваторії океану. Про різноманітні механізми переходу осадкового матеріалу від окремих джерел до різноманітних батиметричних сходинок дна, в тому числі і абіссальних, йдеться в роботах М.О.Айбулатова, О.К.Леонтьєва, Г.О.Саф'янова, Ю.Д.Шуйського.

З досить високими швидкостями терригенні і талассогенні осадки акумулюються на позитивних формах рельєфу дна Індійського океану. Зокрема, на західному схилі північної частини хребта Кергелен, який суттєво віддалений від різноманітних джерел осадків, накопичення їх сягає пересічно 10-11 мм/1000. Це більше, ніж в таких абіссальних котловинах, як Крозе (8 мм/1000), Кокосова (7 мм/1000), Мадагаскарська (6 мм/1000). До того ж, на поверхні Австрало-Антарктичного підняття швидкість осадконакопичення сягає навіть 15—17 мм/1000 р., - це більше, ніж в багатьох котловинах, які розташовані відносно близько від основних джерел живлення алювіальним матеріалом (наприклад, Амірантська, Мозамбіцька, Північно-Австралійська котловини). В Південно-Австралійській котловині середні величини становлять 12-19 мм/1000, в Сомалійській - 18-23 мм/1000, в Західно-Австралійській - 19—25 мм/1000. Такі явища дають підстави дійти висновку, що коротка відстань до джерела осадочного матеріалу ще не дає незаперечності стверджувати про те, що швидкості

седиментації будуть прямо пропорційними до продуктивності джерела. А відтак, повинен бути якийсь фактор, який в більшій мірі впливає на величини швидкості, аніж продуктивність джерела.

Звертають на себе увагу невеликі відміни швидкостей осадконакопичення в багатьох кутках дна Індійського океану, незалежно від того, чи впадають тут або там річки в океан, чи ні. Багато перелічених вище котловин (Західно-Австралійська, Мозамбіцька, Сомалійська) наближені до узбережжя, над яким переважають вітри з боку океану на суходол, отже внесок еолового фактору як джерела осадочного матеріалу є незначним. Також далеко розташовані деякі котловини (Сомалійська, Маскаренська, Агульяс) і від зон танення льоду, що дрейфує, тому льодовий поставач практично не має відношення до відносно великих швидкостей. Але названі котловини наближені до берегів з досить великими швидкостями абразії кліфів і підводного схилу, з дуже високими значеннями біогенної продуктивності на прибережних і острівних обмілинах (зокрема, банки Сая де-Мальйя, Назарет, Кокосова, Уолтере та ін.).

Розглянуті тут закономірності екзогенного розвитку швидкостей осадкоутворення на дні Індійського океану свідчать, що, як і в решті океанів, поряд з ендегенним, і екзогенний помітно впливає на формування донного рельєфу, особливо в межах обмілинних окрайків океану.

Позитивні і негативні форми донного рельєфу Індійського океану представлені горами, хребтами, підняттями, валами, узвищеннями, плато, розколинами, виярками, котловинами, тренчами.

Зуваження: позначкою "*" нижче вказані назви, які не обов'язкові за навчальною програмою.

Позитивні форми рельєфу на дні відкритого океану:

- Африкансько-Антарктичний хребет;
- Агульяс узвищення, в напрямку на північ, в бік Африканського континенту;
- Доброї Надії банка, в межах шельфу південної окрайки Африки;
- Об банка, розташована в напрямку на схід від попереднього хребта;
- Лена банка, розташована поруч з банкою Об;
- Крозе підняття, на місці розташування островів того ж ім'я;
- * Дель-Каньо узвищення, на захід від о-вів Крозе;
- Західно-Індійський хребет;
- Мадагаскарський хребет;
- Мозамбіцький хребет;
- Центрально-індійський хребет;

- *Маскаренський* хребет;
- * *Родрігес* підняття, на схід від о.Маврікій на 20° пд.ш.;
- *Амірантський* хребет;
- * *Дейви* хребет, в Мозамбікській протоці між Коморськими о-вами і материком;
- *Аравійсько-Індійський* хребет;
- *Медінгей* узвищення, на схід від Сейшельської банки на 62° сх.д.;
- *Чейн* хребет, від північної частини Аравійсько-індійського хребта з розповсюдженням в напрямку на південний захід в межі Сомалійської котловини;
- *Аденський* хребет, вздовж південного берегу Аравійського п-ова в межах Аденської затоки;
- *Оуен* хребет, продовження хребта Чейн в напрямку від Аравійсько-індійського хребта на північний схід;
- *Мерреп (Меррей)* хребет, від хребта Оуен на північний схід в бік гирла р. Інд;
- *Мальдівський* хребет;
- *Чагос* підняття;
- * *Ланка* хребет, субпаралельно Східно-індійському хребту між 16° і 7° пд.ш. та 80° і 85° сх.д.;
- *Східно-індійський (Дев'яностого Градусу)* хребет;
- *Інвестигейтор* хребет, взагалі вздовж меридіану 98° сх.д. і між 18° та 5° пд.ш. на схід від Кокосових островів;
- *Венінг-Мейнез* гори, на захід від о.Різдва вздовж паралелі 11° пд.ш.;
- * *Хорайзон* хребет, на південь від о.Різдва між 16° і 14° пд.ш.;
- *Західно-Австралійський* хребет;
- * *П'Еспуар* хребет, на півдні поруч з східним флангом попереднього хребта;
- * *Трайал* хребет, на північний схід від східної окрайки Західно-Австралійського хребта;
- * *Іст-Індіамен* хребет, на півночі від Західно-Австралійського хребта між 29° і 24° пд.ш.;
- * *Дерк-Хартог* хребет, між Австралією і Західно-Австралійським хребтом;
- *Натураліста* плато, на схід від м.Натураліста на південно-західній окрайці Австралії;
- * *Лост-Датчмен* хребет, по південному тропічному колу на півночі котловини Натураліста;
- * *Валабу* плато, на північ від котловини Натураліста на 22° пд.ш. і 104° сх.д.;

- *Кюв'є* плато, в західному напрямку від Австралії, на 23° пд.ш.;
- *Ексмут* плато, на північний захід від м. Північно-Західного на 20° пд.ш.;
- *Австрало-Антарктичне* підняття;
- *Мілл* підняття, на кордоні поміж Індійським і Тихим океанами, на південь від о.Тасманія;
- *Кергелен* хребет, від о.Кергелен на південний схід в напрямку Антарктиди;
- * *Елан* підняття, на південь від о.Кергелен на 57° пд.ш.;
- *Гуннерус* хребет.

Негативні форми рельєфу на дні відкритого океану:

- *Аравійська* котловина;
- *Сокотрянська* котловина;
- *Сомалійська* котловина;
- *Амірантська* котловина;
- *Маскаренська* котловина;
- *Коморська* котловина;
- *Мадагаскарська* котловина;
- *Мозамбікська* котловина;
- *Транскей* котловина;
- *Агульяс* котловина;
- *Африкансько-Антарктична* котловина;
- *Крозе* котловина;
- *Центральна* котловина;
- *Кокосова* котловина;
- *Західно-Австралійська* котловина;
- *Північно-Австралійська* котловина;
- *Кюв'є* котловина;
- *Натураліста* котловина;
- *Південно-Австралійська* котловина;
- *Австрало-Антарктична* котловина.

Тренчі на дні Індійського океану:

- *Дютой*, трансформний тренч (найбільша глибина становить 6150 м), на дні котловини Агульяс;
- *Амірантський* тренч (5477 м);
- * *Алула-Фартак* тренч (4525 м), на зовнішньому кордоні Аденської затоки;
- * *Віма*, трансформний тренч (6492 м), на схід від банки Сая де-Малья на Маскаренському хребті, 10° пд.ш.;

* *Мелвілл*, трансформний тренч (6217 м), приблизно вздовж меридіану 61° сх.д. поміж котловинами Мадагаскарською і Крозе;

— *Чагос* тренч (5408 м), облямовує із сходу підняття з тією ж назвою;

— *Східно-індійський* тренч (6335 м), облямовує хребет тієї ж назви з сходу;

— *Зондський* тренч (7729 м);

— *Тиморський* тренч (3310 м);

* *Кай* тренч (3680 м), на крайньому сході океану;

— *Об* тренч (6791 м), вздовж південної крайки Західно-Австралійського хребта

— *Діамантіна* тренч (7102 м).

Моря Індійського океану і провідні форми рельєфу в їх межах:

— *Червоне море*: розташоване між Африканським і Азіатським материками і відноситься до типу внутрішніх міжматерикових, океанічних. Площа становить 460 тис. км², об'єм води 201 тис. км³, глибина пересічна 437 м і максимальна 3039 м (координати 19° 35у пн. ш. і 38° 40у с. д). Великих форм донного рельєфу немає.

— *Аравійське море*: відноситься до типу окрайкових міжматерикових, океанічних. В межах, що визначені Міжнародним Гідрографічним бюро, площа становить 4832 тис. км², об'єм океанічної води сягає 14523 тис. км³, глибина пересічна 3006 м і максимальна 5803 м. Головні форми рельєфу дна: *Аравійсько-індійський* хребет, *Мальдівський* хребет, *Аденський* хребет, хребет *Оуен*, хребет *Меррея (Маррі)*, *Аравійська* котловина (5803 м), *Сокоотрянська* котловина, тренч *Меррея* (4286 м).

Значна кількість дослідників вважають складовою частиною Аравійського моря *Перську затоку*. Її площа дорівнює 239 тис. км², об'єм води приблизно 6 тис. км³, глибина пересічна 38 м і максимальна 104 м. Головною формою рельєфу дна є *Велика Перлинна* банка. Водойма відноситься до шельфових, маса води відчуває провідну дію річкового стоку з Шатт ель-Арабу.

— *Лаккадівське море*: розташоване між південно-західним і південним берегом п-ова Індостан, західним берегом о.Цейлон, Лаккадівськими і Мальдівськими о-вами. Відноситься до типу окрайкових океанічних. Площа 757 тис. км², об'єм морської води 1497 тис. км³, глибина пересічна 1978 м і максимальна 4278 м. Головні форми донного рельєфу: *Мальдівський* хребет, банка *Кумарі*.

— *Андаманське море*: відноситься до типу окрайкових океанічних, відносно щільно відокремлене від океану. Площа дорівнює 605 тис. км²,

об'єм води 631 тис. км³, глибина пересічна 1043 м і максимальна 4507 м. Головні форми рельєфу на морському дні: хребет *Інвізібіл*, *Баррен* підняття, *Андаманський* тренч (4507 м).

До Андаманського моря тяжіє велика *Бенгальська затока*, яка без сумніву несе в собі риси справжнього моря. Але, за традицією, зветься затокою. Південний кордон умовний — лінія поміж м.Дондра на півдні о.Цейлон і м.Рая на півночі о.Суматра. Площа становить 2203 тис. км², об'єм води 5591 тис. км³, глибина пересічна 2586 м, максимальна 4519 м.

— *Тиморське море*: відноситься до змішанного типу, окрайкове. Площа сягає 432 тис. км², об'єм води 188 тис. км³, глибина пересічна 435 м і максимальна 3310 м. На дні розташовані такі головні форми рельєфу: підняття *Ашмор*, *Тиморський* тренч (3310 м).

— *Арафурське море*: відноситься до типу материкових окрайкових, майже повністю дно представлене шельфом. Площа становить 1017 тис. км², об'єм морської води 189 тис. км³, глибина пересічна 186 м і максимальна 3680 м. Форми рельєфу: банка *Уессел*, тренч *Кай* (3680 м).

— *Мадагаскарське море*: розташоване в західній частині Індійського океану, вказується не на всіх картах і відсутнє в Географічній Енциклопедії.

— *Рісер-Ларсена море*: вперше виділено в 1962 р. на честь видатного норвезького полярного дослідника J.Riiser-Larsen'a, військового льотчика. Розповсюджене вздовж берегів Антарктиди від 14° сх.д. на заході і 33° сх.д. на сході, а на північ — до 65° пд.ш. Площа становить 1138,3 тис. км², об'єм морської води 3260 тис. км³, глибина пересічна 2864 м і максимальна 5177 м. Відноситься до типу окрайкового океанічного. Великі форми донного рельєфу не виділяються.

— *Космонавтів море*: виділене і так назване в 1962 р. вченими Радянського Союзу на честь перших в світі космонавтів. Розташоване вздовж берегів Антарктиди між Землею Ендербі (п-ов Вернадського) і підводним хребтом Гуннерус (п-ов Рісер-Ларсена). Відноситься до типу окрайкового океанічного. Площа складає 698,6 тис. км², об'єм морської води 1696 тис. км³, глибина пересічна 2428 м і максимальна 4720 м. Головні донні форми рельєфу: хребет *Гуннерус*, підняття *Ендербі*.

— *Співдружності море*: розташоване вздовж берегів Антарктиди між Землею Ендербі (м.Баттербі на п-ові Вернадського) і бухтою Ніколаєва на Західному Шельфовому льодовику (Земля Леопольда і Астрід), а на півночі — до паралелі 66° пд.ш. Відноситься до окрайкових океанічних. Площа дорівнює 260 тис. км², об'єм морської води 430 тис. км³, глибина пересічна 1654 м і максимальна 3380 м. Великі форми рельєфу на морському дні не виділяються.

— *Дейвіса море*: є крайковим океанічним, переважно шельфовим, що розташоване в Індоокеанському секторі Антарктики між м.Пінгвін і о.Победа. Площа 21 тис.км², об'єм води 12 тис. км³, глибина пересічна 571 м і максимальна 1369 м. Серед найбільше помітних форм рельєфу є підняття *о-ва Дригальського*.

— *Моусона море*: отримало свою назву в 1962 р. на честь О.Майєрса, відомого австралійського геолога, дослідника Антарктики. Розповсюджене на протязі майже 800 км вздовж берегів Антарктиди між м.Візе на заході шельфового льодовика Шеклтона (95° 45' сх.д.) і м.Пойнсетт на Берегу Балда (113° 12' сх.д.), а на північ - до 64° пн.ш. В цих межах площа становить 334 тис. км², об'єм морської води 471 тис. км³, глибина пересічна 1412 м і максимальна 3584 м. Серед головних форм рельєфу на дні скелі підняття *Победа*, банке *Кейсі*, западине *Вінсена*.

— *Дюрвіля море*: відкрите і визначене в 1914 р. експедицією під керівництвом Д.Моусона. Отримало назву на честь відомого французького мореплавця і дослідника Антарктики О. д'Юрвіля. Розташоване між 136° (м. Пуркуа Па) і 148° (м.Дулетт) сх.д. На півночі обмежене 65° пд.ш. Площа становить 342 тис. км², об'єм морської води 319 тис. км³, глибина пересічна 931 м і максимальна 3610 м. Великих форм донного рельєфу немає.

Отже, в межах Індійського океану розташовано 13 підрозділів, що відповідають визначенню "море" — взагалі 13 морів, на дні яких розташовані різноманітні за генезисом і параметрами форми донного рельєфу. Серед них 6 є антарктичними.

РЕЛЬЄФ ДНА ПІВНІЧНОГО ЛЬДОВИТОГО ОКЕАНУ

На відміну від решти, Північний Льодовитий (Арктичний) океан розташований навколо полюсу, а не на два боки від екватора. Його площа становить 14,8 млн км², що дорівнює 4,1% від загальної площі Світового океану. Це майже в 12 разів менше, ніж площа Тихого океану і в 5 разів менше, ніж площа Індійського океану. Відповідно, об'єм води становить 18 млн км³, чи 1,34% від загального обсягу води в Світовому океані, що майже в 40 разів менше, ніж в Тихому, і в 15 разів менше, ніж в Індійському океані. А відтак, Північний Льодовитий є найменшим з усіх океанів на Землі. Відповідно, його пересічна глибина становить 1220 м, бо приблизно 44% всієї площі представлено шельфами, а 26% — островами з навколишніми обмілинами. І лише 14,8% площі дна припадає на глибини, більші за 3000 м. Максимальна глибина була відкритою в північно-східній частині Гренландського моря — в тренчі Лена: 5527 м.

З орографічної точки зору в межах цього океану простежується чотири головні геоморфологічні області. По-перше, це великий за площею шельф Євразії, по-друге — Гренландсько-Канадський шельф, по-третє — це два глибоководні океанічні басейни: Євразійський і Амеразійський. Останні два відмежовані один від одного серединним океанічним хребтом Ломоносова. За будовою і тектонічним режимом континентальна окраїна цього океану є близькою до атлантичного типу.

Провідні закономірності розподілу різних глибин добре відрефлектовуються згідно до розповсюдження і параметрів окремих батиметричних сходинок — стандартних інтервалів глибин, що було наведено також і під час характеристики дна інших океанів. Але, на відміну від них, в Північному Льодовитому океані відсутні глибини більші за 6000 м. Площа шельфу в інтервалі глибин 0-200 м дорівнює 6546 тис. км² (44,23% від загальної площі цього океану), площа дна в кордонах батиметричної сходинки 200-1000 м становить 3116 тис. км² (21,05%), в кордонах 1000-2000 м — 1136 тис. км² (7,68%), а 2000-3000 м — 1803 тис. км² (12,18%). Більші глибини розповсюджені на значно меншій площі, в порівнянні з іншими океанами. Так, площа в інтервалі глибин 3000-4000 м дорівнює 1701 тис.

км² (11,49%), в інтервалі 4000-5000 м — вже 493 тис. км² (3,33%), в інтервалі 5000-6000 м — лише 3 тис. км² (0,04%). Отже, поряд із невеликою загальною площею, цей океан має й невелике розпосюдження глибоководного улоговиння, а в той же час — підвищені питомі значення площі в межах шельфів і перехідної зони океанічного дна. Батиграфічна крива вирішальним чином відрізняється від таких в інших океанах і в межах дна Світового океану в цілому.

Головні риси геоморфології дна Північного Льодовитого океану визначаються наступним:

1. Розташування глибоководного дна в центральній частині басейну і широкі обмілини (мілинні зони) вздовж крайків океану.

2. Перевага глибоководних котловин, що за формою наближаються до еліпсу.

3. Перетинання найбільших котловин двома хребтами, що розповсюджуються крізь область полюсу і з'єднують шельфові обмілини азійської і північно-американської частин океану.

4. Вказані в (3.) великі хребти визначають наявність серединних хребтів, які є частиною системи серединного хребта Світового океану.

5. Нехарактерна та мало виражена перехідна зона, яка відноситься до середземноморського морфогенетичного типу. В її кордонах виразно виглядає лише один з геоморфологічних елементів — материковий схил.

6. Дуже широка, з великою площею зона шельфів, яка набагато перевершує питомі значення площі в інших океанах.

Глибоководна частина океану характеризується помітно вираженими еліпсоподібними контурами. Більша частина цього "еліпсу" орієнтована майже точно вздовж узбережжя Азійського материка. Поверхня дна взагалі трохи похилена в тому ж напрямку, але детально такий похил не поступово-монотонний, а складний — у вигляді сходинок. Як вже було зазначено вище, взагалі можна вказати на дві головні глибоководні морфометричні області — Євразійську і Амеразійську.

Євразійська вміщує в себе: котловини Амундсена, Нансена і хребти Отто Шмідта і Гаккеля, що їх перетинають, а також багато другорядних. Амеразійська об'єднує котловини Канадську, Макарова, Толля, Підводників і хребет Менделєєва, що їх поділяє, і ближче до Землі Елсміра переходить в підняття Альфа. Поміж названими морфометричними областями кордоном є хребет Ломоносова.

Котловини Амундсена і Нансена відчувають дуже слабкий похил океанічного дна і взагалі майже рівнозначну глибину. Пересічна глибина котловини Нансена становить 3800 м (максимальна 5449 м), а котловини Амундсена — 3900 м (максимальна 4316 м). Найширша абіссальна рівни-

на розташована в Канадській котловині, що охоплює майже незмінні позначки глибини 3800 м на площі понад 250 тис. км².

Як вже зазначалося, увесь Арктичний басейн повністю перетинається трьома великими підводними хребтами, які є майже паралельними поміж собою.

Хребет Ломоносова підвищений на 3000 м і більше над базовим дном океану. Його ширина становить від 60 до 200 км. Поверхня хребта відносно рівна, але схили відрізняються суттєвою крутістю, причому, на цьому загальному фоні східний схил більше спадастий, ніж західний.

Хребет Менделєєва має більшу ширину - від 250 до 800 км. Він розташований на глибинах переважно 1700-1800 м. В середній частині відчутно розчленований і має складну морфологію. Взагалі, цей хребет складається із сукупності численних невеликих хребтів і окремих гір.

Хребт Гаккеля простягся на довжину майже 2400 км. Його ширина сягає 100-150 км, місцями більше 200 км. Співіснування поруч з абіссальними рівнинами простежується дуже чітко і є характерним, на відміну від решти океанів. Найчастіше первинні структури цього хребта з'являються так, ніби вони розривають шари донних осадкових відкладів. З боку абіссалі майже абсолютно рівне дно змінюється на сумішні форми рельєфу, і їх схили мають похили від 3°—10° до 25°—35°. Потім ці форми переходять в систему гір, в межах яких дуже добре виглядають гребні і послідовні пасма, що разом формують хребет Отто Шмідта. Його вершини підвищені на 1500-1700 м. В середній частині, вздовж вісі хребтів, розташовується велика рифтова "долина" і її відгілля. Ця велика форма має ширину від 10 до 25 км і була названа долиною Гідрографів. З нею пов'язано кілька глибоководних западин, днище яких має глибини майже 5000 м, і навіть - більше, і воно знаходиться на 3700-4800 м нижче порівняно з верхніми крайками цих негативних форм. А відтак, днище рифта переглиблене до 700-1100 м по відношенню до суміжної абіссалі. Регіон розташування хребта Гаккеля і хребта Отто Шмідта, що проліг поряд, є значно сейсмічним, як і взагалі в областях інших серединно-океанічних хребтів в інших океанах.

Перехідна зона Північного Льодовитого океану (переважно на глибинах 180—3000 м) характеризується чітким материковим схилом, що простежується повсюдно і має всі притаманні йому риси. Похиленість його поверхні дорівнює 20—25°, як наприклад в морях Бофорта, Гренландському, Норвезькому. Пересічні значення становлять 5—9°, як і в інших океанах. Материковий схил розчленований підводними каньйонами, яких особливо багато в морях Лаптевих, Норвезькому, Лінкольна, Бофорта. В деяких регіонах, наприклад, в морях Бофорта, Чукотському, Гренландському, на

материковому схилі розташовані *залишинці* в вигляді невеликих узвишень, пасом і горбів.

Викликає зацікавленість морфологія материкової обмілини на дні океану. Її ширина максимальна в Баренцевому (до 1400 км) і в Східно-сибірському (до 1050 км) морях, а мінімальна — в Гренландському, Лінкольна і Бофорта морях (до 20-30 км). Зовнішній кордон шельфу проходить на глибинах пересічно десь 180 м, хоча на шельфах Баренцевого і Норвезького морів глибини дорівнюють 300-400 м, і навіть — до 600 м. Але в Східно-Сибірському і Чукотському морях зустрічаються ділянки, де зовнішній кордон шельфу міститься на глибинах 80-110 м. Біля узбережжя Євразії шельф віднесений до типу трансгресивного, в решті районів - до типу абразійно-аккумулятивного з формами льодовикової і ерозійної субаеральної обробки екзогенними факторами. Зустрічаються також острівний і облямовуючий типи шельфів.

Рельєф на переважних площах шельфів Північного Льодовитого океану розчленований в невеликому ступені, і перевагу мають повільні поверхні. Узвищення на дні тяжіють до антикліз, пониження й депресії — до синекліз, які продовжуються в море з суходолу. Як і серединні хребти, ці структури материкових окрайків мають власні продовження на суходолі. Незначне розчленування сучасного шельфу можна пояснити досить великими швидкостями седиментації під впливом сильної активності скидів осадкового матеріалу в море і послабленою динамікою океанічних вод. Досить чітко простежуються малі форми субаерального рельєфу, а саме: залишки давніх берегових ліній, льодовиково-денудаційні і льодовиково-аккумулятивні форми, прибережно-морські і олові горби, а також піщані гряди і вярки, що утворені сучасними припливними течіями чи представлені реліктами річкових долин.

В Північному Льодовитому океані дія процесів осадкопостачання і осадконакопичення точиться досить інтенсивно і сприятливо. Оскільки інформація з глибинного улоговиння дна чутно обмежена, в порівнянні з іншими океанами, то зараз не можна бути упевненим, що вона дає вичерпне уявлення про вказані процеси. В цьому разі про такі процеси можна створити уявлення переважно на прикладі шельфів, головним чином за даними досліджень Р.М.Деменицької, В.Д.Дібнера, О.С.Іоніна, Г.Г.Матишова, Ю.А.Павлідіса, інших авторів. Разом з тим, взагалі швидкість осадконакопичення менша в центральній глибинній частині цього океану, в порівнянні з іншими. І знову ж, така особливість з найбільшою імовірністю пов'язується з розповсюдженням дуже широких шельфів, на яких затримується переважна кількість осадочного матеріалу. Також відзначимо, що жодний підводний каньйон не інтресує в межі берегової зони, особливо в

кордонах *гирлових передмор'їв* великих річок. Тому стає практично відсутньою така потужна артерія скидів осадкового матеріалу в глибоководну абіссаль (в улоговинні взагалі), якою є типовий підводний каньйон.

Але вздовж підсхилків материкового схилу все ж простежується шлейф осадочних відкладів ("фанів"), як і в інших океанах. Без сумніву, що осадочний матеріал надходить сюди, але, найбільш вірогідно, за допомогою припливних і саюшевих течій, суспензійних потоків, підводних зсувів, особливо під час активізації сейсмічних явищ. Але й тут товщина фанів значно менша, ніж в інших океанах.

Питання про головний внесок суспензійних потоків як поставача осадків в межі абіссалі ще й досі залишається мало розробленим, щоб робити надійні висновки. Разом з тим, відомо, що сучасні річкові наноси перше за все відкладаються в дельтах, лагунах, затоках, а в межах гирлового передмор'я - на відстані до 60-90 км від морської крайки гирла. У більшості випадків тут залишається до 90-95% всієї маси сучасного алювію. Вірогідно, що саме цим пояснюються підвищені швидкості осадконакопичення в береговій зоні і на шельфах арктичних морів. Наприклад, на шельфі Чукотського моря протягом голоцену швидкості довготермінової акумуляції осадкового матеріалу становлять пересічно 100-200 мм/1000 р. Сотнями мм/1000 р. вимірюються швидкості седиментації на шельфах морів Бофорта, Баренцевого, Карського. В той же час в глибоководному улоговинні океану значення швидкостей дорівнюють не більше 10-30 мм/1000 в різних частинах дна.

Коли зіставити кількість річкового осадочного матеріалу, який викидається в океан і його моря, з кількістю донних осадків, то (за даними розрахунків методами визначення площі і абсолютної маси) виявиться, що річкового матеріалу зовсім недосить для забезпечення викритої, розрахованої площі і абсолютної маси осадків на океанічному дні. Така ж ситуація спостерігалася і в інших океанах і їх морях - в Тихому, Атлантичному, Індійському, де переважна кількість річкових наносів акумулюється в дельтах, естуаріях, на припливних *присухах*, в затоках, фьордах, лагунах. Тому повинні бути один чи декілька інших потужних поставачів осадкового матеріалу, які суттєво і твердо перевищують продуктивність скидів річкових наносів. Такими поставачами є абразійні і льодові, як витікає з розрахунків балансу наносів.

Таким чином, як і в інших океанах, в Північному Льодовитому осадконакопичення сильніше впливає на донний рельєф в береговій зоні і на шельфі, і в меншій мірі - в глибоководному океанічному улоговинні. Оскільки в улоговинні осадки накопичуються переважно в котловинах, то цей процес обумовлює там головним чином *виспадицистість* рельєфу.

На суходолі вирівнювання рельєфу відбувається в більшості під впливом процесів денудації і в основному позитивних форм рельєфу. На відміну від цієї закономірності, на глибоководному дні океанів, в тому числі і Північного Льодовитого, вирівнювання, випадистість рельєфу пов'язана переважно з накопиченням осадкового матеріалу і обумовлена акумулятивними процесами.

Позитивні і негативні форми рельєфу дна Північного Льодовитого океану представлені горами, хребтами, підняттями, валами, узвищеннями, плато, розколинами, виярками, котловинами, тренчами.

Зауваження: позначкою "*" нижче вказані назви, які не обов'язкові в учбовій програмі.

Позитивні форми рельєфу на дні відкритого океану:

- *Ломоносова* хребет;
- *Менделєєва* хребет;
- *Север* плоскогір'я;
- * *Альфа* підняття;
- *Чукотське* підняття;
- *Бофорта* плато;
- *Гаккеля* хребет;
- *Отто Шмідта* хребет;
- *Єрмак* узвищення;
- *Нансена* поріг;
- *Персея* узвищення;
- *Центрально-Карське* підвищення;
- *Кніповича* хребет;
- *Мона* хребет;
- *Кольбенсей (Ісландський)* хребет;
- * *Ісландське* плато;
- *Ян-Майенський* хребет;
- * *Ест-Банк* банка;
- * *Норвезьке* плато;
- *Хальтен* підняття;
- *Гренландсько-Канадський* поріг.

Негативні форми рельєфу на дні відкритого океану:

- *Канадська* котловина;
- *Макарова* котловина;
- *Підводників* котловина;

- *Толля* котловина;
- * *Пірі (Елсмір)* котловина;
- *Амундсена* котловина;
- *Гідрографів* долина (тренч);
- *Нансена* котловина;
- *Седова* тренч (максимальна глибина 5335 м);
- *Літке* тренч (5449 м);
- *Вороніна* виярок;
- *Святої Анни* виярок;
- *Франц-Вікторія* виярок;
- *Новоземельська* западина;
- *Гренландська* котловина (5527 м);
- *Гренландсько-ісландський* виярок;
- *Ян-Майен* тренч (3746 м);
- *Лофотенська* котловина;
- *Норвезька* котловина;
- *Фарерсько-Шетландський* виярок.

Моря Північного Льодовитого океану і провідні форми рельєфу в їх межах:

— *Баффіна море:* має провідні фізико-географічні риси арктичного типу, розташоване між Гренландією, островами Бафінова Земля, Девон і Елсмір. Належить до типу міжострівних океанічних. Площа дорівнює 530 тис. км², об'єм морської води 426 тис. км³, глибина пересічна 804 м і максимальна 2414 м. Головною формою донного рельєфу є *Центральна Баффінова* котловина, в якій переважають глибини більше за 2000 м.

На північ від моря Баффіна, між Гренландією та о-вом Єлсміра, між протоками Сміт і Кеннеді, розташований водний *басейн Кейна*, акваторія, з площею майже 20 тис. км², глибинами більше за 500 м. На деяких картах цей басейн вказується як окреме море Кейна, але, на думку автора, - безпідставно.

— *Гренландське море:* крайкове океанічне, розташоване між Гренландією, Шпіцбергенном, Ісландією, Ян-Майеном, підводними хребтами Мона і Кніповича. Площа становить 1195 тис. км², об'єм морської води 1961 тис. км³, глибина пересічна 1641 м і максимальна 5527 м (найбільша в океані). Головні форми рельєфу: хребет *Кніповича*, хребет *Мона*, хребет *Кальбенсей*, *банка *Ест-Банк*, * *Ісландське* плато, *Ян-Майенський* хребет, поріг *Нансена*, *Гренландська* котловина, тренч *Ян-Майен* (3746 м), тренч *Лена* (5527 м).

— **Норвезьке море:** відноситься до типових океанічних морів, які розташовані на окрайці материкових тектонічних структур. Площа сягає 1340 тис. км², об'єм води в морі 2325 тис. км³, глибина пересічна 1735 м, а максимальна — 3970 м. Головні форми донного рельєфу: *Центральний хребет*, *Фареро-Ісландський поріг*, *Уайвіла-Томсона поріг*, * *Норвезьке плато*, *Норвезька котловина*, *Лофотенська котловина*.

— **Баренцеве море:** відноситься до шельфових окрайкових, широко відкритих до центрального басейну океану. Площа дорівнює 1424 тис. км², об'єм морської води 316 тис. км³, глибина пересічна 222 м і максимальна 600 м. Головні форми рельєфу на морському дні: узвищення *Персея*, *Центральне узвищення*, плато *Літке*, *виярок *Самойлова*, виярок *Франц-Вікторія*. На деяких картах визначається *Печорське море*, яке вміщується між материком, островами Колгуєв, Вайгач, Нова Земля.

— **Біле море:** внутрішньо-материкове шельфове, межує з океаном вздовж лінії від м.Святий Ніс до м.Канін Ніс. Його площа дорівнює 90 тис. км², об'єм води у донному вмістилищі 6 тис. км³, глибина пересічна 67 м і максимальна 350 м. Суттєво великих форм рельєфу на дні немає.

— **Карське море:** відноситься до арктичних, окрайкових шельфових морів з площею 883 тис. км² і об'ємом морської води 98 тис. км³. Глибини дорівнюють пересічно Н і м і максимально 619 м. Більше як 40% площі дна має глибини менше за 50 м, а глибини більші за 500 м розповсюджені на площі 2% від загальної. Найсуттєвішими формами донного рельєфу є: *Центрально-Карське узвищення*, виярок *Святої Анни*, виярок *Вороніна*, *Новоземельська (Східно-Новоземельська) западина*, *Югорська западина*.

— **Лаптевих море:** також є морем арктичним окрайковим, переважна частина якого займає обмілинний шельф. Переважають глибини 50-100 м — на площі 70% від загальної розміщуються глибини < 100 м, і тільки 18% площі несе на собі глибини більші за 1000 м. Площа дорівнює 662 тис. км², об'єм води 353 тис. км³, глибина пересічна 533 м і максимальна 3385 м. Головні форми рельєфу: котловина *Нансена*, тренч *Садко* (3077 м).

— **Східно-Сибірське море:** північний кордон розташований вздовж окрайки материкової мілини між 139° і 180° сх. д. Площа становить 913 тис. км², об'єм морської води 49 тис. км³, глибина пересічна 54 м і максимальна 915 м. Відноситься до типу окрайкових шельфових. Великих форм донного рельєфу немає.

— **Чукотське море:** як окреме море було визначене після експедицій Г.Є.Ратманова в 1933-1934 рр. і досліджень на науково-дослідному

судні "Красін" в 1935 р. Розташоване вздовж материкових берегів Азії між 180° сх.д. і 156° зх.д., а північний кордон проходить на зовнішній окрайці шельфу. Площа становить 595 тис. км², об'єм води 42 тис. км³, глибина пересічна 71 м і максимальна 1256 м. Головними формами донного рельєфу є: *Чукотське підняття*, *Центрально-Чукотська западина*, котловина *Лонга*.

— **Бофорта море:** характерним є вузький шельф, розташоване вздовж берегів материка і островів між мисами Барроу (Аляска) і Батерст (о.Банкс). Належить до окрайкових океанічних. Площа дорівнює 481 тис. км², об'єм морської води 739 тис. км³, глибина пересічна 1536 м і максимальна 3749 м. Провідні форми рельєфу на дні: *Аляскінська (Барроу) западина*, підняття *Бофорта*, виярок *Амундсена*.

— **Лінкольна море:** окрайкове океанічне море, що розташоване на північ від 80 пн.ш., вздовж берегів о.Елсмір (від м.Колумбія) і о.Гренландія (до м.Морріс-Джессеп). Протоками Робсона і Кеннеді, крізь басейн Холл, з'єднується з басейном Кейна. Площа становить 38 тис. км², об'єм води 11 тис. км³, глибина пересічна 289 м і максимальна 682 м. Помітними формами рельєфу є: виярок *Маркем*, виярок *Робсон*.

Отже, в межах Північного Льодовитого океану розташовано 12 підрозділів, що відповідають визначенню "море", — всього 12 морів, на дні яких розташовані різноманітні форми рельєфу. За площею найбільшим є Баренцеве море, а найменшим — море Лінкольна.

ЕПІЛОГ

В цьому навчальному посібнику наведена різноманітна інформація про рельєф дна Світового океану. Посібник побудований з урахуванням надання можливостей максимально повного засвоєння знання про рельєф дна. Матеріал викладено за методом від простого до складного, детального. В першому розділі розглядаються загальні закономірності розміщення рельєфу на дні океанів. В подальшому наводяться головні параметри основних та другорядних форм рельєфу, надаються відомості про фактори і процеси розвитку рельєфу, викладаються характеристики розподілу глибин і типів рельєфу. Кількісні параметри форм і елементів донного рельєфу, науково-теоретичні погляди на стан і еволюцію океанічного дна взагалі і окремих форм рельєфу відображають рівень розвитку загальної і морської геоморфології на період першої половини 90-х років 20-го століття.

В другому і наступних розділах посібника рекомендовано засвоїти більш детальну інформацію про рельєф дна окремих океанів, своєрідні основи регіональної геоморфології дна океанів. При цьому до розгляду залучаються чотири океани, відповідно до фізико-географічної суті розробок М.М.Зубова, А.В.Еверлінга, А.М.Муромцева, В.В.Орльонка, у відповідності з спеціальним посібником "Кордони океанів і морів" (1958) і картою поділу Світового океану в довіднику ЮНЕСКО (1967). Характеристика кожного океану вміщує в себе перш за все відомості про площу, обсяг води, пересічні і максимальні глибини океанів, про площі різних інтервалів (меж) глибин, про закономірності розподілу і про морфологічні особливості материкових окрайків, перехідної зони дна, глибоководного улоговиння. Дані про рельєф дна, що викладаються, супроводжуються аналізом внеску осадконакопичення і швидкостей седиментації в рельєфоформування, - ці процеси багато в чому впливають на вирівнювання корінного (ендогенного) рельєфу.

Розділ про рельєф дна і розміри кожного океану завершується переліком позитивних і негативних форм. Більша частка цих форм (найбільших) зустрічається практично на всіх батиметричних і оглядових картах океанів. Менша частка назв вказує на порівняно малі форми, що зустрі-

чаються на детальних картах; саме вони позначені "*", і студентам не обов'язково їх знати. Особлива увага надається глибоководним тренчам як формам, що вказують на зони взаємодії океанічної і континентальної земної кори, до яких тяжіє підвищеного рівня сейсмічна і вулканічна діяльність. Для кожного тренча наводиться максимальна глибина. Викладання ряду назв позитивних і негативних форм донного рельєфу ведеться послідовно, одна за одною, як вони показані на картах.

Після переліку форм рельєфу на дні окремих океанів наводяться назви морів, що є складовою частиною кожного океану, з їх власним географічним становищем, природним станом, режимом розвитку і рельєфом дна. Сьогодні в Світовому океані налічується 81 море, що вказуються на картах різних років видання і різного призначення. В посібнику кордони морів не наводяться, бо вони загальновідомі. Але для загального уявлення про те чи інше море наводиться інформація про площі, обсяг води, глибини, в деяких випадках — коректовані за останні роки межі морів. Більшість найпомітніших і значущих форм донного рельєфу, які не вказані на дні відкритої частини океанів, наведені в характеристиці окремих морів. З набутого нами досвіду витікає, що така композиція навчального посібника максимально сприяє засвоєнню океанологічного матеріалу студентами географічних спеціальностей.

Зміст посібника сприяє розумінню загальнопланетарної єдності геоморфологічної структури континентів і дна Світового океану. Перелік форм рельєфу, їх належність до того чи іншого регіону, походження, процеси розвитку, - всі вони обумовлені єдиною системою еволюції земної кори. Всі океанічні геотектури мають своє продовження на континентах. Як і на суходолі, форми рельєфу дна океанів характеризуються схожими морфометричними показниками, відносяться до аналогічних типів, створені ендегенними і екзогенними процесами, віддзеркалюють певний етап в розвитку нашої планети.

Закономірності розподілу і параметри донних форм рельєфу, їх взаємовідносини, розміри і ступінь відкритості окремих підрозділів Світового океану обумовлюють "акваторіальну" диференціацію природи: створюються ті чи інші розбіжності в динаміці води, в просторовому розподілі температури, солоності, густоті води, в гідробіологічних особливостях шару води. Це означає, що форми рельєфу дна і розміри водних басейнів активно впливають на масо-, тепло-, соле- і енергообмін як в напрямку вертикалі, так і в горизонтальному в межах водного шару. Вони сприяють формуванню і розвитку структурних зон океану, водних мас, процесів взаємодії води океанів з атмосферою. Отже, вони беруть участь в процесах змішування і формування стратифікації морської води.

Поза всім, матеріали цього посібника можуть слугувати найновішим довідниковим джерелом в учбових, наукових і виробничих установах України. Вони можуть використовуватися під час вивчення низки тем з інших дисциплін, зокрема, "Загальної геоморфології", "Фізичної географії материків і океанів", "Гідробіології океану", "Загального землезнавства", тощо.

Важливо додати, що до недавнього часу в українській науковій мові з географії не була розроблена в досить повному обсязі термінологія з морської геоморфології і фізичної географії Світового океану. Деякі терміни були відсутні. Багато термінів являли собою механічний, вульгарний і недотепний переклад з інших мов. Тому в кінці посібника вміщений стислий українсько-російсько-англійський словник термінів, в якому як основа використані терміни з навігаційно-географічного словника Міжнародного Гідрографічного бюро. Спочатку наводиться термін українською мовою і тут же - відповідні терміни на російській і англійській мовах, причому, переклад виконано з урахуванням внутрішнього змісту, сенсу поняття і за правилами стилістики, граматичної будови, традицій правопису. В тексті посібника основна частина цих термінів наведена особливим курсивом. В подальшому цей словник має бути основою для повного тезауруса в більш повному обсязі.

СТИСЛИЙ

УКРАЇНСЬКО - РОСІЙСЬКО - АНГЛІЙСЬКИЙ

СЛОВНИК

термінів з фізичної географії Світового океану,
які рідко вживалися чи були зовсім відсутніми в українській географічній мові

Абіссальна рівнина - абиссальная равнина — abyssal plain

Банка (обмілинна) - мелководная банка - bank

Білий корал - белый коралл - madreporacean corals

Відгілля - отвершек (каньона, фьорда, хребта) - spur or offshoot

Відгалуження - ответвление (отрог) - arm (branch)

Відмілина (обмілина) - отмель - shoal

Видолинок - ложбина - gully

Відсип - осыпь - talus or scree

Відсиповий - осыпной - taluseous

Відтинок - звено, отрезок (вала, хребта, желоба и др.) — branch or link

Вісьмопроміневий корал - восьмилучевой коралл - alcyonarian corall

Вивержена брекчія - изверженная брекчия - igneous breccia

Високість склепіння - высота свода - summit height

Виспадістість - выполаживание - decliviting (gentle-making)

Висуванець - выступ - promontary or foreland

Виярок підводний - подводная ложбина - underwater hollow

Водозбиральний басейн - водосборный бассейн - catchment basin

Вулканічний шлак - вулканический шлак — scoria

Гайот - гайот - guyot

Гірське підводне пасмо - гряда подводных гор - sea-mount range

Глибоководна котловина - глубоководная котловина - deep-sea basin

Глибоководна тераса - глубоководная терраса — deep-sea terrace

Глибоководний канал — глубоководный канал — deep-sea channel

Глибоководний конус скиду - глубоководный конус выноса - deep-sea cone

Глибоководний шлейф осадків - глубоководный осадочный шлейф у
поднож्या континентального склона — deep-sea fan

Гляціація — оледенение — glaciation

Гострокутовий - остроугольный — oxysgonal

Гребінь - гребень - crest

Долина - долина - valley

Дрібнення - раскалывание (обломков породы) - cracking (split)
Ескарп - уступ - escarpment
Загин (загинання) - перегиб кривой на поперечном профиле - bend of crossing profile
Заглиблений - погребенный - buried
Загострений підводний пік - остроконечная вершина - sea-peak (pinnacle)
Залишинець - останец (тектонический, абразионный, эрозионный и др.) - butte
Замежована котловина - замкнутая котловина - caldron
Западина - впадина - depression
Змерзнення - замерзание (воды) - freezing (regelate)
Зсув - оползень - landslide
Каміняста тераса - каменистая терраса - rock terrace
Котловина — котловина - basin
Кратер вибуху - взрывной кратер - explosion crater
Крем'янистий - кремнистый - flintly
Кремний - кремний - flint
Кресенти - океанические дуги в пределах переходной зоны - oceanic festoon arc
Крилові зони хребтів - зоны крыльев хребтов - marginal limbs
Кругоперетворення (речовини) - обращение (вещества) - convection (circulation) of substances
Крутість - крутизна (склона) - steepness
Купол (шатро) - купол - dome
Мадрепоровий корал - madreпоровый коралл - madreпore coral
Материкова відмілина - материковая отмель (шельф) - continental shelf
Материковий схил - материковый склон - continental slope
Материковий підсхилок - материковое подножье - continental rise *or* base
Мінералогічна провінція - минералогическая провинция - minéralogie province
Морський ескарп - донный уступ - seascarp
Наочні індикації — наглядные показатели - obvious indices
Незбіжність (незбігання) - несогласие (залегания слоя породы) - unconformability *or* discordance
Області переходу - переходные зоны дна океана - transitional seabottom zone
Облямовуючі - окаймляющие - fringing *or* marginal
Облямування - окаймление - encirclement

Обмілина (мілина) — отмель - shoal *or* shallow
Оголення геологічне - обнажение геологическое - natural exposure
Океанічний басейн - океанический бассейн - ocean basin
Окомірна зйомка - глазомерная съемка - exploratory (eye) survey
Окрайок - кромка, крайний контур (клифа, дельты, котловины и др.) - margin (top)
Осадковий матеріал - осадочный материал — sedimentary material
Пагорб - холм - swell
Передмор'я (гирлове) - взморье (устьевое) — submarine aquathory
Пересічна висота суходолу - средняя высота суши - mean land level
Підводна відсип - подводная осыпь - subaqueous talus
Підводна група гір - группа подводных гор - sea-mount group
Підводна гора - подводная гора - seamount
Підводне узвищення - донная возвышенность - seahigh
Підводний гірський ланцюг - цепь подводных гор - sea-mount chain
Підводний каньйон - подводный каньон - submarine canyon
Підводний пагорб - подводный холм - sea-knoll
Підняття - поднятие - highland *or* rise
Підсхилок - подножье склона - foot of slope
Піщані хвилі - песчаные волны - sand waves
Плато (підвищена рівнина) - плато - plateau
Подовгасти - вытянутый - longed *or* longitudinal
Подовгаста западина - удлиненная (вытянутая) депрессия - trough
Поріг підводний - порог подводный - sill (bottom sill)
Посуви - подвижки (земной коры, блоков) - mobilements *or* moves
Похиленість (похил) - уклон поверхности - inclination *or* slope
Прискорення - ускорение - acceleration
Присухи - осушки (приливные, ветровые) - flats (tide-flats, windy flats)
Проколонковані відклади - пробуренные отложения - drilled deposit layer
Прямовисний - отвесный, вертикальный - vertical
Регресія - регрессия - regression *or* reliction
Решетняний - ситовой (анализ) - mesh *or* screen (analysis)
Риф - риф - reef
Рифоутворюючий корал - рифообразующий коралл - reed-building coral
Рифт - рифт ("рифтовая долина") - rift ("rift-valley")
Рифтова геосинкліналь - рифтовая геосинклираль - rift geosyncline
Розколина - разлом (земной коры) - fracture *or* fault
Розколина тектонічна - тектонический разлом - tectonic fault *or* rupture
Розсипища - россыпи - placers

Розсушення - растяжение, раздвигание (земной коры) - gaping (of Earth's crust)

Розтягання - растаскивание, расползание - pulling asunder (raveling out)

Саюші - сейши - seishe

Свердлинкарі - камнеточцы - rock drillers (molluscs)

Сейсмопересікування - сейсмопрофилирование - seismic profiling

Середземноморська рухлива стяга - Средиземноморский Подвижный пояс - Mediterranean Moving Belt

Серединний океанічний хребет - срединно-океанический хребет - mid-oceanic ridge

Скиди тектонічні - тектонические сбросы - tectonic fault

Скидова лінія - линия сброса - furrow

Сковзання - скольжение - sliding, slipping

Спредінг - растяжение (земной коры) - spreading (of Earth's crust)

Спадистий - пологий (склон) - gentle

Стовпиковий - столбчатый — columnar

Сільнична гора - столовая гора - tablemount (guyot)

Стяга - полоса, пояс - belt

Субдукція - зіткнення океанічних і континентальних структур в відповідних зонах — subduction

Східчаста тераса - ступенчатая терраса - stepped terrace

Трансформна розколина - трансформный разлом - transform (transverse) fault

Тренч - глубоководный желоб - trench

Угушення (ущільнення) - уплотнение - compaction

Удовження (подовження) - удлинение - elongation

Узвищення - поднятие - sea-bottom dome (seamount)

Улоговиння - глубоководное ложе океана - deep-sea floor

Урвище - обрыв - bluff or scarp

Ущелина - ущелье — gap

Холм - холм - swell or hill

Хребет - хребет - ridge

Чейни островні - островные дуги

Шельфова тераса - структурная ступень шельфа - shelf terrace

Шкарубкий - шершавый — rough

Зауваження, частина нової географічної термінології в українській мові викладена в статті Ю.Д.Шуйського: Про термінологію в берегознавстві // Український Географічний Журнал. - 1995. - № 1-2. - С. 60 - 62.

Література

а. Рекомендована обов'язкова література

1. Добровольский А.Д., Залогин В.С. Региональная океанология. - Москва: Изд-во Московск. унив., 1992. - 224 с.
2. Дрейк Ч., Имбри Дж., Кнаус Дж., Турекиан К. Океан сам по себе и для нас. - Москва: Прогрессе, 1982. - 470 с.
3. Леонтьев О.К. Морская геология (Основы геологии и геоморфологии дна Мирового океана). - Москва: Высшая школа, 1982. - 344 с.
4. Леонтьев О.К. Физическая география Мирового океана. - Москва: Изд-во Московск. унив., 1982. - 200 с.
5. Справочная карта Тихого океана. Масштаб 1 : 250000000. Под ред. Г.Б.Удинцева. - Москва: ГУГК СССР, 1984.
6. Справочная карта Атлантического океана. Масштаб 1 : 200000000. Главн. ред. Г.Б. Удинцев. - Москва: ГУГК СССР, 1988.
7. Справочная карта Средиземного моря. Масштаб 1 : 50000000. Под. ред. З.П.Пеховой. - Москва: ГУГК СССР, 1985.
8. Справочная карта Индийского океана. Масштаб 1 : 150000000. Под ред. Н.А. Маровой. - Москва: ГУГК СССР, 1989.
9. Справочная карта Арктики и Антарктики. Масштаб 1 : 100000000. Под. ред. ВДДибнера. - Москва: ГУГК СССР, 1988.

б. Рекомендована допоміжна література

1. Айбулатов Н.А., Артюхин Ю.В. Геоэкология шельфа и берегов Мирового океана. - СПб: Гидрометеиздат, 1993. - 304 с.
2. Булатов Р.П., Бараш М.С., Иваненков В.Н., Марти Ю.Ю. Атлантический океан. - Москва: Мысль, 1977. - 296 с.
3. Волошин Л.Л., Чирка В.Г. Географія Світового океану. — Київ: Перун, 1996. - 221 с.
4. Галеркин Л.И., Бараш М.С., Сапожников В.В., Пастернак Ф.А. Тихий океан. - Москва: Мысль, 1982. - 316 с.
5. Ермолаев М.М. Введение в физическую географию. - Ленинград: Изд-во Ленингр. унив., 1975. - 260 с.
6. Канаев В.Ф., Нейман А.А., Ларин Н.В. Индийский океан. - Москва: Мысль, 1975. - 284 с.
7. Лонгинов В.В. Очерки литодинамики океана. - Москва: Наука, 1973. - 244 с.

8. Матишов Г.Г. Дно океана в ледниковый период. - Ленинград: Наука, 1984 - 176 с.
9. Манин А.С. История Земли. - Москва: Наука, 1978. - 228 с.
10. Океанографическая Энциклопедия. Главн. ред. Р.М.Деменицкая. - Ленинград: Гидрометеиздат, 1974. - 631 с.
11. Орленок В.В. Геоморфология дна океана. - Калининград: Изд-во КалГУ, 1976. - 144 с.
12. Павлидис Ю.А. Шельф Мирового океана в позднечетвертичное время. - Москва: Наука, 1992. - 272 с.
13. Серебряков В.В. География морских путей. - Москва: Транспорт, 1981. - 190 с.
14. Степанов В.Н. Мировой океан (Динамика и свойства вод). - Москва: Знание, 1974. - 255 с.
15. Степанов В.Н. Природа Мирового океана. - Москва: Просвещение, 1982. - 192 с.
16. Шепард Ф.П. Морская геология. - Ленинград: Недра, 1976. - 485 с.

ЦЕ ПОТРІБНО ЗНАТИ:

Ш Вперше дно найглибокого тренчу Світового океану - Маріанського, глибина 11022 м, підкорили: швейцарський вчений Жак Пікар і лейтенант військово-морського флоту США Дональд Уолш в 1960 р. Скорення "четвертого полюсу" планети відбувалося в батискафі "Трієст". Заглиблення цього батискафу тривало на протязі майже 5 годин. На дні найглибокого тренчу дослідники затрималися лише 30 хвилин. Упродовж цього часу вони зробили вимірювання температури і радіоактивності придонної води, виконували візуальні спостереження. Цікаво, що температура води дорівнювала +2,4° С. Але не набагато більше було і в приміщенні батискафу. Тиск величезного шару води на стінки батискафу становив 1100 атмосфер. Вперше було наочно доведено, що й на таких екстремально великих глибинах існує життя.

Ш Вперше в історії досліджень Світового океану було офіційно зареєстровано вимірювання глибини відкритої акваторії в межах абіссалі Атлантичного океану в 1840 році на відомому кораблі британського королівського флоту "Еребус", під час його рейсу в Антарктику. На одному з ботів, недалеко від самого судна, був опущений в воду пеньковий лот-лінь з вантажем. Згідно до зменшення швидкості вибирання лот-ліню й був визначений момент, коли цей вантаж торкнувся дна. Глибина, що була вимірена таким чином, сягала 4400 м. В 1968 р. точність названого виміру було вирішено перевірити за допомогою досконалого ехолоту. Виявилось під час перевірки, що ехолотна глибина становила 3840 м, а всього в 3,5 мілях від місця виміру глибина дорівнювала 4380 м!

Ш До того часу, коли був зроблений винахід ехолоту, вимірювання глибин в морях і океанах виконувалось за допомогою звичайного лоту. Для визначення топографії морського дна ехолот, вперше в офіційній океанографічній експедиції, був застосований в 1927 році на німецькому судні "Метеор" під час геоморфологічних робіт в Південній Атлантиці. Вже перші детальні вимірювання підтвердили здогади вчених, що морське дно являє собою поверхню з дуже складним рельєфом, а не одноманітну піщану рівнину з вирівненою поверхнею.

ffі Перші підводні фотографії, з метою виконання гідробіологічних досліджень, зробив в 1892 році французький океанолог Луї Бутан. Це були фотозображення середземноморського краба. Перші кольорові фотографії з тією ж метою були отримані американськими гідробіологами Уільямом Х. Лонглі та Чарлзом Мартином в 1926 році - серія кольорових фотографій була опублікована на початку 1927 року в одному з наукових журналів. Перший підводний кінофільм був знятий англійцем Д. Уільямсоном в 1914 році про коралові рифи Багамських островів.

Ш Найчисленніша сукупність вулканів розташована уздовж узбережжя Тихого океану, де вони утворюють відоме Тихоокеанське вулканічне коло. В його межах їх кількість складає 1483 вулкани. З них 597 вулканів були діючими в історичний час, в тому числі 115 містяться під водою на морському дні. Для порівняння зазначимо, що всього на Землі існує зараз 1998 вулканів, що діють, і 2027 вулканів, що хоча і не виявляють себе, але добре збереглися і складені свіжими лавами, а вулканічні бомби і пісок в них ще не зацементувалися. Зафіксовано наочно, прямим спостереженням 202 випадки виверження підводних вулканів на морському дні.

Ш Серед островних вулканів в Світовому океані максимальну висоту має Мауна-Лоа на о. Гаваї (Тихий океан). Вона дорівнює 4170 м над пересічним рівнем води, але разом з тим підводний цоколь розташований на дні на глибині 4500 м. Відтак, загальна висота в абсолютному вимірі складає 8670 м. Коли взяти до уваги, що діаметр підводного цоколя становить майже 150 км, то Мауна-Лоа є найвеликим вулканом за кількістю виверженого матеріалу, що складає цей величезний конус, серед всіх аналогічних вулканічних споруд Землі. Його верхня частина прикрашена дуже великим кратером, що має діаметр 6,5 км; він заповнений лавою, що весь час kloкоче, а під час виверження вона переливається крізь крайки.

Ш Найбільш глибоким з відомих і виміряних землетрусів був землетрус під дном моря Флорес в Зондському архіпелазі. Його фокус містився на глибині 720 км. Цей незвичайний ендегенний поштовх відбувся 29 червня 1934 року.

ffі Найбільшу площу серед всіх морів Світового океану має Філіппінське море, яка сягає 5726 тис. км². Це в 2,3 рази більше за площу Середземного моря і в 13,5 раз більше за площу Чорного моря. Максимальна глибина була викрита в Філіппінському тренчі, де вона становить 10497 м, в той час, як пересічна глибина всього моря дорівнює 4108 м.

Ш Найменшим за площею морем на нашій планеті є Мармурове, що відноситься до міжконтинентальних і розташоване між Егейським на півдні і Чорним на півночі. Із сусідніми морями Мармурове з'єднується відповідно протокою Дарданелли і Босфор (Західний). Площа складає лише 12 тис. км², що в 35 разів менше, ніж площа Чорного моря, в 209 раз менше, ніж у Середземного і аж в 477 разів менше за площу Філіппінського моря. Але максимальна глибина досить значна, бо дорівнює 1389 м, а в той же час пересічна - 254 м. Як і в Чорному, максимальні глибини Мармурового моря уражені сірководнем. В Чорному морі концентрація Н²С дорівнює пересічно 5,5 см³/л і максимальна 7,7 см³/л в межах глибин 1700-2100 м, а на глибині 300 м - лише 1,1 і 1,9 см³/л відповідно. В Мармуровому морі пересічне значення становить 4,3 см³/л глибше 600 м.

Ш Найдовшою в Світовому океані протокою є Мозамбікська. Її довжина сягає близько 1760 км. Одночасно вона є також однією із найширших проток, бо найменша ширина становить 422 км, а найбільша — 925 км. А ось найширшою і найглибшою є протока Дрейка, яка розмежовує Південну Америку і Антарктиду. Її найбільша ширина дорівнює 1120 км, а максимальна глибина - 5249 м.

Ш В числі морів із найпрісною водою виділяється Балтійське море, в якому пересічна солоність майже в 3 рази менша, ніж в Світовому океані, і дорівнює 11,5‰. Провідною причиною вважається досить велика кількість атмосферних опадів над морем і те, що в нього втікає більше як 250 річок різних розмірів. В 1 кілограмі води поверхневого шару міститься від 2 до 12 грамів солей, а придонного шару - від 12 до 22 грамів. Найсолонішою є вода біля протоки Скагеррак і в придонному горизонті глибоких западин, а найпрісною - в куті Фінської затоки і в Ботнічній затоці.

Ш Найбільші пересічні значення температури і солоності води спостерігаються в Червоному морі. На його поверхні пересічна температура води становить в лютому від +18,1° С на півночі до +26,5° С на півдні. Упродовж літніх місяців поверхневий шар води прогрівається відповідно від +26° С до +32° С, а на обмілинах - ще більше. Зокрема, на Йєменських кораллових банках влітку температура може перевищувати 35° С. На глибинах від 200 м і більше, майже до дна, вона змінюється несуттєво і дорівнює пересічно 22° С. Звичайна солоність поверхневої води коливається від 36‰ до 42‰, а в затоці Акаба може бути більше. В південній половині моря в глибинних розколинних западинах виявлені витоки ювенільних вод вулканічного походження, і під їх впливом формуються

своєрідні "озера" води. В них солоність може становити від 270‰ до 410‰, а температура від +56° до +62° С.

Ш Найхолоднішими морями, із найменшими пересічними значеннями температури води, є Східно-Сибірське і Бофорта. На півночі Східно-Сибірського моря температура наближається до звичайних значень змерзнення солоних вод (30—33‰), де дорівнює (-1,1°)—(-1,8°) С. Такою ж вона є взимку на півдні, але влітку підвищується від +2° до +5° С. В поверхневому шарі моря Бофорта взимку серед льоду температура води складає (-1,6°) — (-1,9°) С, й такою залишається весь рік в придонному шарі на глибинах більше за 50 м. Влітку на півдні вода може прогріватися, або температура її підвищується за рахунок впливу Аляскінської течії і впливу Берінгової протоки до +8° і навіть +12° С.

Ш Найцікавіше географічне становище має Берінгова протока, бо вона поєднує не тільки Берінгове море з Чукотським, але й Тихий океан з Північно-Льодовитим. Вона відокремлює дві частини світу (Азію і Америку), два півострова (Чукотський і С'юард), дві великі держави (Російську Федерацію і США). До того ж крізь цю протоку проходить лінія зміни часу.

Ш Вкрай потужною, що не має собі рівних серед теплих, є течія Гольфстрім. Це своєрідна тепла "річка" без берегів в північній частині Атлантичного океану. Вона бере початок в Флоридській протоці, протікає вздовж східного узбережжя Північної Америки до південної окрайки Великої Ньюфаундлендської банки. На широті Флориди ширина цієї течії складає майже 75 км, а товщина потоку - 700-800 м, пересічна швидкість - 6-11 км/год. Біля узвищення Флеміш-Кап ширина течії підвищується до 200 км, а швидкість знижується до 3-4 км/год. В поверхневому шарі течії температура води дорівнює до +24° С в лютому і до +28° С в серпні. На своєму початку біля Флориди потужність Гольфстріму може перевершувати 25 млн м³/сек, причому, на окремих ділянках — в 3 рази. Інакше мовити, ця течія переміщує в 20 разів води більше, аніж всі річки Земної кулі разом узяті. Після проходження узвищення Флеміш-Кап, біля північної окрайки Саргассова моря, власне Гольфстрім перетворюється в Північно-Атлантичну течію. Саме вона та її відгалуження значною мірою впливають на клімат Європи.

Ш Найпотужніша течія в Світовому океані - це Течія Західних вітрів, що відноситься до Антарктичного циркумполярного (навколового) переносу води в Південній півкулі. Вона перетинає всі три океани в межах між 40° і 55° пд.ш., відноситься до типів вітрових і дрейфових. Миттєві

витрати води цієї течії були виміряні в протоці Дрейка, між північною точкою Антарктиди і південною точкою Південної Америки, де величина витрат становила 270 млн м³/сек. Це пересічно майже в 5,5 разів більше за потужність Гольфстріму. Довжина течії дорівнює близько 30000 км, а ширина - майже 1000 км. В поверхневому шарі швидкість течії в напрямку з заходу на схід коливається від 0,4 до 0,9 кілометрів за годину. Провідною причиною сталого режиму течії є дія вітрів, а смугу розповсюдження течії часто називають "ревучими сороковими широтами" внаслідок частих і дуже сильних штормів.

Ш Найбільшу в історії океанологічних спостережень висоту 34 м мала штормова (вітрова, або фрікціонна) хвиля в Тихому океані. Вона була виміряна в 1933 році з військового патрульного корабля Берегової охорони США. В 1971 р. в Північній Атлантиці судно погоди виміряло висоту штормової хвилі, що дорівнювала 26 м. Тоді ж, в 70-х роках, біля о. Ванкувер в Тихому океані хвиля висотою 27 м зруйнувала бурову башту.

Ш Найбільша висота сейсмічних хвиль - цунамі — була зареєстрованою біля південно-західного берегу п-ова Аляска 27 березня 1964 р. під час дуже сильного підводного землетрусу. Вона становила 66 метрів! Це набагато більше, ніж висота звичайних небезпечних хвиль, яка не перевищує 10-15 м. Так, 18 липня 1998 року після землетрусу північне узбережжя Нової Гвінеї піддалося дії хвилі висотою більше як 10 м. Всі ці характеристики зустрічаються дуже рідко. Переважна більшість хвиль цунамі мають висоту меншу за 1 м.

Ш Найбільший за розмірами айсберг був помічений в Антарктиці в 1956 році: він мав довжину 360 км і ширину 40 км. В 1927 році біля Південних Шетландських островів мисливці на китів помітили айсберг, що мав довжину 170 км і висоту 45 м; коли урахувати, що під водою розташовано майже 90% висоти, то можна собі уявити абсолютну висоту цього велетня. Коли він перетворився в воду, то її було б стільки, скільки Волга дає Каспію упродовж 7 років. В Антарктиці переважають льодові гори стільничного типу з уривистими окрайками, а в Арктиці - конусоподібного, шатрового типу. Арктичні айсберги є більш високими, ніж антарктичні.

Ш Найкрупний за розмірами айсберг Північної півкулі мав довжину 11 км і ширину до 5 км. Він спостерігався в 1882 році біля канадського острова Баффінова Земля. У таких велетнів максимальна візуальна висота дорівнює 300 м, а інструментально виміряна - "лише" 134 м.

Ш В Північній півкулі максимальне розповсюдження морського льоду спостерігається в березні-квітні, коли в океанах його пересічний кордон сягає 62° пн. ш. (окремі айсберги можуть сягати 35° і навіть 27° пн.ш. в Атлантичному океані), а площа рухомого і нерухомого льоду підвищується до 16,4 млн км². Загальний об'єм його в ці весняні місяці становить 25500 км³, а в Південній півкулі - 31000 км³ в період його максимального розвитку. На площі біля 80% акваторії всього Світового океану льод ніколи не з'являється.

Ш Пересічна густість води всього Світового океану становить 1,02474 г/см³ в поверхневому шарі і більше 1,02865 г/см³ в глибинних шарах (найбільші коливання від 0,99650 до 1,029100 г/см³). На цьому загальному фоні пересічна густість поверхневої води Тихого океану дорівнює 1,02427 г/см³, Атлантичного океану - 1,02543 г/см³, Індійського океану - 1,02488 г/см³, а Північного Льодовитого океану - 1,02525 г/см³. З метою порівнянь, треба зазначити, що в окремих морях значення суттєво відрізняються від вказаних пересічних. Зокрема, пересічна густість на поверхні Середземного моря складає 1,02090 г/см³, в Чорному морі - 1,01352 г/см³, в Мармуровому морі - 1,01701 г/см³, в Північному морі - 1,02640 г/см³ і в Балтійському морі - 1,00663 г/см³. Отже, найвищу густість має Атлантичний океан, найнижчу - Тихий океан, а серед морів найнижчою густістю характеризується Балтійське море.

Ш Як далеко можна зазирнути оком в водяні надра Океану? На це питання може відповісти явище прозорості морської води, що вказує на спроможність її пропускати світлові промені. Взагалі, розрізняють абсолютну та відносну прозорість. Абсолютною називається глибина, що вимірюється в метрах і на яку може заглибитися будь який з промінів світла в складі сонячного спектру. Коли вода в морях і океанах чиста, то абсолютна прозорість може сягати від 1000 до 1700 м. Відносною прозорістю називають глибину, на якій зникає білий диск Секкі, діаметром 30,5 см. Вона залежить головним чином від концентрації завислих частинок мінерального і органічного походження в воді. Максимальну відносну прозорість мають море Уеддела (до 79 м) і Саргассове море (до 67 м), а мінімальну - прибережні акваторії біля гирлових ділянок великих річок (від 2-5 см до перших кількох дециметрів). В окремих морях прозорість нерівнозначна. Зокрема, в центральній частині Баренцевого моря її максимальне значення було виміряне величиною 54 м, в Егейському морі - 52 м, в Чорному - 36 м, в Азовському - 7 м, й т. і.

Ш Загальна довжина сучасних *берегових ліній* Світового океану, що була виміряна на картах дрібного і середнього масштабів, становить 777000 км. Відповідно до сучасного стану берегової зони, 66,49% всієї довжини (516627 км) відноситься до абразійних *берегів* різних типів: абразійно-денудаційних - 24,11% (187335 км); абразійно-обвальних - 21,82% (169541 км); абразійно-зсувних, абразійно-відсипових, абразійно-розчинних та ін. - 20,56% (159751 км). Причому, помітного відступу зазнають приблизно 370700 км, що дорівнює 47,7%, чи частка 71,8% від довжини берегових ліній в межах форм різноманітних абразійних типів. Акумулятивні *берегові форми* розповсюджені уздовж 28,37% (220435 км) берегових ліній Світового океану, а в їх складі 6,84% (53147 км) розвиваються в режимі тих, що стійко нарощуються і висуваються в бік моря. В режимі відступу розвиваються 76% акумулятивних форм різних типів. Отже, помітного відступу з великим спектром швидкостей зазнають *береги*, довжиною майже 538 тис. км, що складає 69% від загальнопланетарної. Залишкові 5,14% (39938 км) представлені берегами, які виявилось тяжко визначити. Одночасно виявилось, що 468600 км є довжиною *типів берегів* Світового океану. Різниця з довжиною берегових ліній визначається різними масштабами карт, що вживалися для вимірювання, а також різним сенсом термінів "тип берегів" і "берегова лінія".

Ш Загальна довжина берегової лінії в межах України дорівнює 2835 км від гирла Мусуна в дельті Дунаю (Чорне море) до східного флангу Кривої коси (Азовське море), з яких 1628 км - на Чорному морі, а 1207 км - на Азовському морі. В складі чорноморських берегів вміщуються 29,9% (486 км) активних кліфів, 34,0% (553 км) - стабільних і динамічно стабільних берегів в межах абразійно-денудаційних і акумулятивних форм рельєфу, 36,1% (589 км) - акумулятивних форм, причому 189 км (11,6%) - це дельтові і хвильові форми, берегова лінія яких нарощується, а 400 км (24,5%) - це акумулятивні форми різного генезису на берегах, що відступають. В складі азовських берегів 301 км охоплює береги Сивашу (Гнилого моря) і 52 км - береги Керченської протоки. Отже, берегова лінія Азовського моря безпосередньо становить 854 км. Вона вміщує 484 км (56,7%) тих, що відступають (329 км - це активні кліфи і 155 км - в межах акумулятивних форм), 267 км (31,2%) - тих, що є стабільними і динамічно стабільними, а 103 км (12,1%) - тих, що нарощуються і висуваються в бік моря.

Ш Атлантичний океан був так названий давньогрецькими мореплавцями задовго до нової ери. Назва пов'язана з міфічною діяльністю титана,

напівбога Атланта, який буцім-то за наказом Зевса тримав руками і на голові небесне шатро. Початково цим ім'ям називали гори в північній Африці - від берберського *Адрар* (висока гора), яке було перероблене греками в *Атлант*, бо, як вони гадали, на півдні і південному заході за цими горами була розташована міфічна країна *Atlantis*. Загадковий водний простір, що був поруч і розповсюджувався за "Геркулесовими стовпами" (зараз Гібралтарська протока), отримав назву "Атлантичне море (океан)". Під час середніх віків давня назва була забута, а замість неї європейці вживали назву "Північне море". Антична назва "Атлантичний океан" була відновлена видатним географом Бернгардом Вареніусом в книзі "Географія генеральна", що була видана в 1650 р., і не змінювалася до нашого часу.

Ш Індійський океан отримав свою назву від величезної і добре відомої річки *Інд* і відповідно названої країни. Походження назви річки пов'язано з терміном на санскритській мові *Sindh, Sindha* - зрошувач, річка для зрошування, від дієслова *syand* - зрошувати. Пуштунською мовою річка Інд має назву *Абба-Сінд*, або в перекладі "*Батько всіх річок*". Перською мовою слово "Сінд" перетворилося в "Хінд". А від цього перського слова в античній Греції величезну річку називали Індос, Інд, а багату країну за нею - Індією. Отже, коли треба було водним транспортом діставатися Індії, то казали, що треба перетинати "Індійський океан".

Ш Тихий океан почав називатися так завдяки мореплавцям з першої навколосвітньої експедиції під керівництвом Ф.Магеллана в 1520-1521 рр.: на протязі більше 100 днів плавання від Вогненої Землі і до Філіппінських островів вони не відчували жодного шторму чи урагану. Здивовані мореплавці назвали Тихим цей океан. Географи дійшли згоди, що першим європейцем, хто його побачив, був іспанський конкістадор Васко Бальбоа в 1513 р. Він перетнув Панамський перешийок, побачив величезний водний простір - місцеві мешканці називали його безмежним. Цей простір розповсюджувався на південь, тому Бальбоа став звати його *Mare del Sud* - Південне море, на відміну від *Mare del Norte* - Північного моря, як тоді називали Атлантичний океан з іншого боку Панамського перешийку. В 1756 р. французький географ Бюаш запропонував цей океан іменувати Великим за розміри його площі. Хоча цю назву теж вживають, але назва "Тихий" є більше розповсюдженою.

Ш Північний Льодовитий океан отримав назву відповідно до свого географічного становища і вкритості морським льодом більшу частину року.

Ш Назва Азовського моря більшістю географів пов'язується з назвою міста Азов, що розташований в гирловій частині річки Дон. В античні часи найчастіше це море називали *Меотійським* і *Танаїським*. Першочергово місто було засновано давньогрецькими колоністами під назвою *Танаїс* (тому і одна з назв моря), з VIII ст. воно опинилося в складі Київської Русі. В XI столітті його захопив половецький хан Азупа (Азучка), і відтоді місто називали *Азак*, що з часом змінилося на *Азов*. Деяка частина географів схиляється до версії, що це море отримало назву від вислову арабською мовою - *Бар ель-Азов*, що в перекладі "темно-синє море". Але темно-синьою вода в цьому морі не може бути ні за солоністю, ні за глибинами, ні за концентрацією завислих наносів.

Ш Існує багато версій, які пояснюють назву Чорного моря. Його так називали за велику бурність, коли під час штормів поверхня води і хмари стають темними, чорними, за неспокій і небезпеку для мореплавців. Інша версія стверджує, що якорні засоби, які піднімалися з дна на кораблі, були обмазані чорним мулом чи вкриті чорним налітом від дії сірководню (цією речовиною насичені глибинні води в морі). Третя версія вказує на численні і стійкі викиди вздовж берегів черепашок молюсків *Mytilus* з дна після штормів, ці черепашки мають темний, майже чорний колір. Коли в середині XV ст. турки захопили Причорномор'є, то вони почали називати це море *Fanar Kara dengis* ("*Зле Чорне море*"), і не тільки за його бурність і кольори під час штормів, але значною мірою за злий опір з боку аборигенів захоплених земель, які не хотіли підкорятися чужинцям, з їх іншою релігією і іншою мовою. В давні античні часи це море греки іменували "*Понт Аксинський*" ("Негостинне море"), т.е. холодне, штормове, туманне, хмарне, похмуре, небезпечне. Дійсно, в порівнянні з рідним і гостинним для греків Егейським (Південним) морем, Чорне було небезпечним. З початком активної античної колонізації Чорноморського узбережжя в VI ст. до н.е., коли утворилися плідні економічні і культурні зв'язки з корінними народами, коли в Грецію налагодилися потік коштів, товарів, рабів, то назва змінилася на "*Понт Евксинський*" ("Гостинне море"). З VIII-IX ст. в слов'янських і арабських джерелах Чорне море називають *Руським*, в XIII-XV ст. на середземноморських портоланах і в генуезько-венеціанських джерелах - *Сурожським*, в болгарських джерелах - *Північним*, Чорним. Але з XVI ст. до нашого часу твердо закріпилася назва "Чорне море", очевидно, за сукупністю причин.

З м і с т

Вступ	
Загальна характеристика рельєфу дна Світового океану	
Рельєф дна Тихого океану	
Рельєф дна Атлантичного океану	
Рельєф дна Індійського океану	
Рельєф дна Північного Льодовитого океану	
Епілог	
Стислий українсько-російсько-англійський словник	
Література	
Це потрібно знати	

Наукове видання

ШУЙСЬКИЙ ЮРІЙ ДМИТРОВИЧ

ОСНОВНІ РИСИ РЕЛЬЄФУ ДНА СВІТОВОГО ОКЕАНУ

**(Посібник до практичних занять з курсу
"Загальна океанологія")**

Редактор Ж.Б.Мельниченко
Технічний редактор М.І.Кошкін

Підписано до друку 2.12.98. Формат 60х84/16.
Папір офсетний. Офсетний друк. Гарнитура Антикwa.
Ум. друк. арк. 5,115. Наклад 500 прим. Зам. № 717.

Видавництво "Астропринт"
270026, м. Одеса, вул. Преображенська, 24, к.13.
Тел. (0482) 26-98-82, 26-96-82