С.М. Кирилюк, Д.І. Холявчук

ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА НОМЕНКЛАТУРА АФРИКИ

(берегова лінія)



Міністерство освіти і науки України
Чернівецький національний університет
імені Юрія Федьковича

С.М. КИРИЛЮК
Д.І. ХОЛЯВЧУК

ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА НОМЕНКЛАТУРА АФРИКИ
(берегова лінія)

НАВЧАЛЬНИЙ ПОСІБНИК



Чернівці
Чернівецький національний університет
імені Юрія Федьковича
2022

УДК 911.2:81[373.21](6)(075,8)
К 431

Рекомендовано вченою радою
Чернівецького національного університету імені Юрія Федьковича
(протокол № 11 від 31.10.2022 р.)

Рецензенти : *Сорокіна Л.Ю.,* доктор географічних наук, старший науковий співробітник відділу ландшафтознавства Інституту географії Національної академії наук України;

Ковтонюк О.В., кандидат географічних наук, доцент кафедри землезнавства та геоморфології Київського національного університету імені Т. Шевченка

Кирилюк С.М., Холявчук Д.І.
К 431 Фізико-географічна номенклатура Африки (берегова лінія) : навч. посібник. Чернівці : Чернівец. нац. ун-т ім. Юрія Федьковича, 2022. 228 с.

У навчальному посібнику розглядаються питання фізико-географічної номенклатури Африки в розрізі берегової лінії (моря, затоки, протоки, півострови, острови й архіпелаги). Описано їхню історію та природу – тектоніку, геологію, клімат, органічний світ (грунти, рослинність і тваринний світ). Видання ілюстровано історичними, геологічними та кліматичними картами.

Для студентів географічних факультетів.

УДК 911.2:81[373.21](6)(075,8)

© Чернівецький національний університет імені Юрія Федьковича, 2022
© С.М. Кирилюк, Д.І. Холявчук, 2022
© С.М. Кирилюк, обкладинка, 2022



ЗМІСТ

ПЕРЕДМОВА 4

РОЗДІЛ 1
МОРЯ, ЗАТОКИ ТА ПРОТОКИ АФРИКИ 5
1.1. Затока Сідра 5
1.2. Затоки Туніська, Хаммамет і Габес 22
1.3. Гвінейська затока. Бухти Біафра та Бенін 43
1.4. Червоне море, Баб-ель-Мандебська протока затоки Суецька, Акабська і Аденська 59
1.5. Мозамбіцька протока 78

РОЗДІЛ 2
ПІВОСТРОВИ, ОСТРОВИ ТА АРХІПЕЛАГИ АФРИКИ 86
2.1. Сомалійський півострів та острови Сокотра 86
2.2. Острови Мадейра 101
2.3. Канарські острови 111
2.4. Острови Зеленого Мису (Кабо-Верде) 125
2.5. Острови Біжагош 137
2.6. Острови Біоко (Фернандо-По), Прінсіпі, Сан-Томе та Аннобон 144
2.7. Острів Мадагаскар 153
2.8. Коморські острови 173
2.9. Сейшельські острови 187
2.10. Острови Мафія, Занзібар та Пемба 203
2.11. Острови Дахлак, Фарасан і Ханіш 210

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ 216

ПЕРЕДМОВА

Навчальний посібник розроблено для фізико-географічних курсів, які читаються для спеціальностей 106 «Географія», 014.07 «Середня освіта (Географія)», 103 «Науки про Землю» – «Загальне землезнавство», «Фізична географія материків й океанів», «Геологія загальна та історична», «Геоморфологія», «Метеорологія та кліматологія», «Регіональна кліматологія», «Географія ґрунтів з основами ґрунтознавства» та «Біогеографія».

Фізико-географічна номенклатура виступає каркасом для розуміння регіонального різноманіття та природних закономірностей територіальної організації материків й океанів. Саме тому вивчення номенклатури крізь призму історичних і природних особливостей сприяє географічному мисленню здобувачів і побудові ланцюжка причинно-наслідкових зв'язків природних компонентів і процесів. Окрім того, проаналізовані природні компоненти описаних об'єктів можуть застосовуватися як репрезентативні точки для аналізу геологічних, кліматологічних, ґрунтознавчих і біогеографічних регіональних відмінностей.

Відповідно у виданні висвітлено історію та природу (тектоніку, геологію, клімат, органічний світ) заток: Сідри, Туніської, Хаммамет, Габес, Гвінейської, Біафри, Бенін, Суецької, Акабської й Аденської; Червоного моря; проток: Баб-ель-Мандебської та Мозамбіцької; Сомалійського півострова; островів: Сокотра, Мадейра, Канарських, Зеленого Мису, Біжагош, Біоко (Фернандо-По), Прінсіпі, Сан-Томе, Аннабон, Мадагаскар, Коморських, Сейшельських, Мафії, Занзібару, Пемби, Дахлак, Фарасан і Ханіш.

У книзі не розглянуті острови Маврикій, Реюньйон, Крозе, Принц Едуард, Буве, Трістан-да-Кунья, Святої Єлени, Вознесіння й Азорські, яким буде присвячене окреме видання, оскільки всі вони сформовані в межах серединно-океанічних хребтів Індіського й Атлантичного океанів.

РОЗДІЛ 1
МОРЯ, ЗАТОКИ ТА ПРОТОКИ АФРИКИ

1.1. ЗАТОКА СІДРА



Рис. 1. Затока Сідра (Google Earth)

Акваторія –	Середземне море
Географічний центр –	31°46'00" пн.ш. – 18°30'20" сх.д
Максимальна глибина –	1374 м
Максимальна довжина –	177 км
Максимальна ширина –	439 км

З історії…

Одна з найдавніших згадок про затоку Сідра зустрічається у Новому Заповіті Біблії (Acts of the Apostles)[1]. У цьому документі апостол Павло (рис. 2) повідомляє про те, що його посилають до Рима закованим у ланцюги, щоб він постав перед римським імператором Нероном[2] і пройшов випробовування (для Павла ця подорож закінчилася смертним покаранням). Екіпаж судна, яке його перевозило, потерпало від потужного шторму, що врешті призвів до потрапляння судна в Сідру. І хоча були вжиті всі можливі заходи безпеки, спрямовані на запобігання аварії, корабель все ж розбився на острові Мальта[3] в Середземному морі.

В античній літературі Сирти[4] (Великий і Малий у західній частині затоки) були відомі своїми сумнозвісними піщаними берегами, яких моряки намагалися уникнути за будь-яку ціну, адже місцевий клімат характеризується довготривалими штилями і раптовими, відносно потужними північними вітрами. Тим паче, берегова лінія між Киреною[5] на сході та Карфагеном[6] на заході в той час уже мала кілька портів.

Античні письменники в своїх творах часто згадують про піщані обмілини Сідри та її околиць, вкрай небезпечні для судноплавства. Сідра має надзвичайно потужні припливи. Тік води в них подекуди сягає швидкості до 3-х вузлів у напрямку за го-

---

[1] Тут і далі всі імена у посиланнях вказані мовою оригіналу.

[2] **Імператор Нерон** – Клавдій Цазар Август Германік (лат. Nero Claudius Caesar Augustus Germanicus; уроджений – Луцій Доміцій Агенобарб (лат. Lucius Domitius Ahenobarbus), з 50 по 54 – Нерон Клавдій Цезар Друз Германік (лат. Nero Claudius Drusus Germanicus), відоміший під ім'ям Нерон; 15 грудня, 37 – 9 червня, 68, Рим) – римський імператор, п'ятий і останній з династії Юліїв-Клавдіїв.

[3] **Мальта** – острівна держава у Середземному морі, на Мальтійському архіпелазі.

[4] **Сирти** – Малий і Великий, в давнину так називали дві затоки на північному березі Африки, тепер Габес, між Триполісом і Тунісом (М. С.) і Сідра, між Баркою і Триполісом (В. С.).

[5] **Кирена** – грецька колонія на лівійському узбережжі Середземного моря.

[6] **Карфаген** – древнє місто на території сучасного Тунісу.

динниковою стрілкою під час висхідних потоків. Далі струмінь змінюється на протилежний напрям – під час відпливу. Ця особливість може пояснити вельми цікаву форму штопора в цій області на Пейтингеровій таблиці[7], де узбережжя зображувалося пустельною рівниною, яка яскраво контрастувала з родючою частиною Триполітанії[8], на заході (Подосинов 2002).



Рис. 2. Апостол Павло

В історії релігії за **Павлом** закріпилося стійке ім'я «Апостола язичників» за те, що він обертав у християнство не стільки іудеїв, скільки суміжні народи. Заслуги апостола Павла у формуванні християнства настільки значні, що його разом із апостолом Петром називають «стовпами» церкви Христової, першоверховними апостолами.

Давні письменники також описують нищівні піщані бурі в цій місцевості. Страбон розповідає про марш римського трибуна, Катона Молодшого[9], в 47 р. до н.е., який протягом тридцяти днів здійснив піший перехід через глибокі й палючі піски (рис. 3). Страбон також дає достатньо повну інформацію про небезпеку судноплавства в цьому регіоні: «…труднощі навігації у Великому та Малому Сиртах полягають, перш за все, в тому, що в багатьох місцях переважають незначні глибини, а під час припливів і відпливів кораблі іноді потрапляють на мілини і зали-

[7] **Пейтингерова таблиця** – пергаментна копія древньої римської карти.
[8] **Триполітанія** – історичний регіон Північної Африки і колишня провінція Лівії.
[9] **Катон Молодший** – Марк Порцій Катон – давньоримський політичний діяч, правнук Марка Порція Катона Старшого.

шаються там назавжди» (Арский 1974). Помпоній Мела[10] також дає достатньо песимістичний опис: «…Сирт не має портів і викликає чималі труднощі навігації через велику кількість мілководь і небезпечні зворотні рухи моря під час припливів і відпливів. ...поруч є другий Сирт, з такою ж назвою та природою, але майже вдвічі більший» (Bunbury 2018).



Рис. 3. Страбон

Страбон – знаменитий грецький географ часів Августа й перших років правління Тіберія[11], родом з Амасьї[12], резиденції понтійських царів, походить із багатого та знатного дому, жив приблизно 80 років. Праця Страбона «Географія», що дійшла до нас, є чи не єдиним твором, що дає нам більшменш повне поняття про те, якою була географічна наука в той час, одночасно знайомить і з тодішньою історією науки та різними її напрямами.

Однак вказані джерела не варто сприймати як достовірні, адже Мела також пише, що у Великому Сирті немає жодних портів. Ця інформація вкрай сумнівна, адже Геродот ще на початку IV ст. до н.е. зафіксував порт у затоці, що також підтверджується й Страбоном (рис. 4). Окрім того, давні текстові свідчення не однозначні в їхній інтерпретації (Херрманн, Цюрхер (Ред.) 2003).

[10] **Помпоній Мела** вважається одним із найбільш ранніх римських географів. Написав працю «Описова географія».
[11] **Тиберій** – римський імператор з династії Юліїв-Клавдіїв. Великий понтифік, багаторазовий консул, останній цензор в історії Стародавнього Риму, багаторазовий трибун.
[12] **Амасья** – місто та район у північній Туреччині, центр провінції Амасья.

Плутарх значно оптимістичніше описує марш Катона, ніж Страбон, розповідаючи, проте, зовсім неправдоподібно, що це зайняло всього сім днів (Плутарх. Катон Младший 56). І якщо Страбон вказував на небезпеку, що чатує на піщаних берегах, Плутарх продовжує: «…матроси подорожують вздовж узбережжя на значній відстані, вживаючи всіх можливих заходів, щоб не бути захопленими та загнаними у ці затоки вітрами» (рис. 5). Як і в Катоні, вони не уникають затоки, а лише намагаються бути пильними. Подібні попередження й Плінія про те, що затока «…грізна через мілководдя та припливи у двох Сиртах» (рис. 6). Але в його «Історії природи» ця інформація розглядається в значно ширшому контексті, де стверджується, що всі узбережжя Середземного моря привітні (Plinius 2006).

Рис. 4. Геродот



Геродот – давньогрецький історик, названий Цицероном[13] «батьком історії». Вважається одним із перших географів і вчених-мандрівників. Здійснив перший загальний опис відомого на той час світу. Автор «Історії» в дев'яти книгах, присвячених греко-перським війнам, з детальним викладом історії держави Ахеменідів[14], Єгипту та ін., містить перший систематичний опис життя і побуту скіфів.

Походження сучасної назви затоки Сідра продовжує викликати дискусії серед істориків і загалом залишається вельми неоднозначним. Існує кілька найбільш поширених гіпотез. Го-

[13] **Цицерон** – давньоримський політичний діяч, видатний оратор, філософ та літератор.
[14] **Ахеменіди** – династія староперських царів (558-330 до н. е.), заснована Ахеменом.

ловна з них стверджує, що назва сформувалася шляхом перестановки звуків в арабському слові «сурт», яке означає «пустеля». Серед інших версій заслуговують уваги ті, які схиляються до грецького походження назви: від слова «сіртос» – мілина.

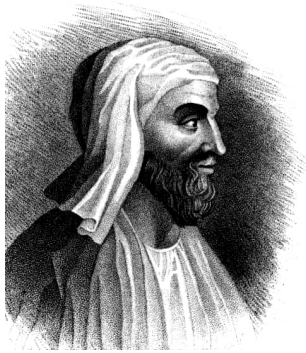


Рис. 5. Плутарх

Плутарх – давньогрецький письменник, історик і філософ-моралість. Автор «Порівняльних життєписів» і великої кількості філософських творів, написаних у руслі традиції платонізму. Був одним із найвідоміших античних письменників, вважається творцем жанру біографії.

Проте перша гіпотеза видається більш переконливою, оскільки вся берегова лінія затоки є частиною північної межі найбільшої пустелі Африки. До того ж глибина у затоки надто значна, щоб бути «мілиною» для грецьких мореплавців. Загалом вплив грецької культури на цю територію був значним.



Рис. 6. Пліній Молодший

Пліній Молодший – давньоримський політичний діяч, письменник, адвокат. Племінник й усиновлений Плінія Старшого. Коли Пліній Старший загинув під час виверження вулкана Везувій в 79 році, Гай Цецилій як спадкоємець змінив своє ім'я на Гай Пліній Цецилій Секунд.

Природа…

Тектоніка та геологія

У геологічному відношенні затока Сідра являє собою частину північного схилу стародавньої Африканської платформи[15] з древнім докембрійським кристалічним фундаментом[16].

Континентальна частина затоки Сідра зайнята шостою за запасами нафти й газу провінцією в світі – басейном Сірт (Macgregor, Moody 1998). За підрахунками Chatelier, Slevin (1988), в басейні зосереджено 29% загальних запасів усіх вуглеводнів Африки. Басейн Сірт пронизаний густою мережею розломів[17], переважно північно-західного напрямку (рис. 7). Найбільші з них поділяють басейн на велику кількість плит і суббасейнів (Tawadros 2011). Серед них вирізняються плита Амаль-Ракб, западина Мараг, завпадина Айдабія, басейн Сулук, западина Хамеймат, плита Джахама-Зелтен, западина Марада (Хагфа), плита Аз-Захра (Дахра, Аль Хуфра), западина Аль Котла, плита Аль Байда, Південний шельф, западина Дур Аль Абд-Зелла, Тумаїмська западина, підняття Ваддан, височина Аль Хулайк і грабен Гун. В працях Hallett, El-Ghoul (1996), Anketell (1996) та Abadi, et al. (2008) здійснено детальний опис згаданих тектонічних елементів. Осадовий чохол[18] у басейні Сірт сягає товщини 1500–7000 м, вік якого варіює від Кембрійського до Третинного періоду (Goudarzi 1980). Перетини розломів різної спрямованості призвели до утворення складної системи горстів і

[15] **Платформа** – частина земної кори з незначною інтенсивністю тектонічних рухів і мізерними або відсутніми магматичними проявами.

[16] **Кристалічний фундамент** – шар кристалічних та метаморфічних, інтенсивно деформованих гірських порід.

[17] **Тектонічні розломи** – це велика диз'юнктивна дислокація земної кори, яка супроводжується розривом та переміщенням розірваних частин геологічних тіл одна відносно одної в різних напрямах.

[18] **Осадовий чохол** – верхній структурний ярус платформ, складений перважно, неметаморфізованими осадовими гірськими породами, потужність яких іноді може сягати значної товщини.

грабенів, які посприяли концентрації вуглеводнів і сучасній диференціації гірських порід.

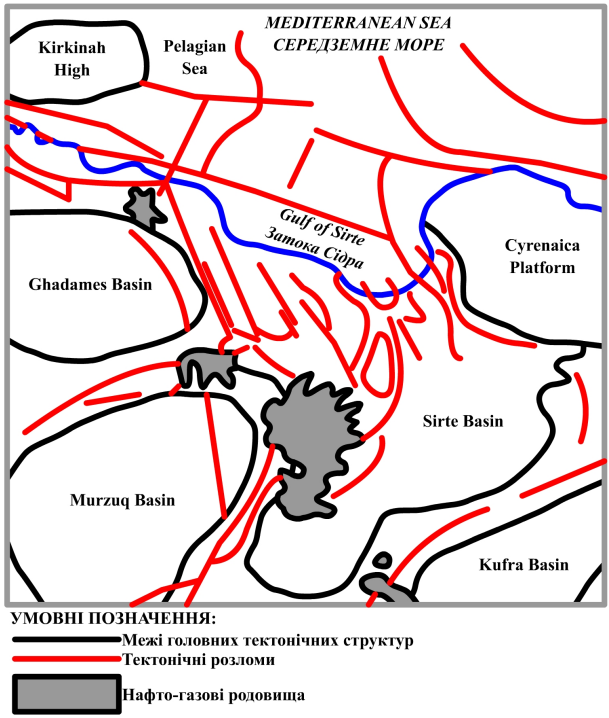


Рис. 7. Розломи басейна Сірт (Tawadros 2011)

Підземні води в басейні Сірт переважно прісні, проте в північному напрямку, ближче до узбережжя затоки Сідра, солоність наростає. Вік головних водоносних пластів становить від 30 000 до 5000 років і поділяється на три основні групи. Wright, et al. (2018) розглянули численні можливі еволюційні тенденції з використанням сучасних методів геологічного моделювання та дійшли висновку, що сучасний рівень підземних вод достатньо стабільний. Головне джерело поповнення водоносних горизон-

тів відбувається з декількох джерел: завдяки перетіканню з басейну Куфра, поповненню через поверхневий стік з високогір'їв на півдні та безпосередньо через атмосферні опади. Скидання відбувається здебільшого в районі солончака Сабхат між затокою Сідра та впадиною Каттара.

Клімат

Середземномор'я та Сахара сукупно чинять значний вплив на клімат затоки Сідра. Ще у V ст. до н.е Геродот написав: «…у північних частинах Лівії завжди літо» (Peek 2018). Це твердження справедливе й нині. Вздовж узбережжя затоки Сідра панує середземноморський тип клімату з жарким літом і м'якою зимою. Середня зимова температура в Тріполі не перевищує +14 °С. На початку літа вона сягає +30 °С з високою вологістю. У липні та серпні температура може перевищувати +40 °С. З жовтня по березень опади випадають переважно вздовж берегової лінії затоки.

На узбережжі вітри зазвичай дмуть з північного сходу або півночі. Навесні та восени гарячий, сухий, насичений пилом вітер, який проноситься над Сідрою та більшою частиною Лівії називається Сироко[19]. Зазвичай Сироко триває від одного до чотирьох днів, а пилові та піщані бурі, які він підіймає, часто чинять істотний вплив на країни півдня Європи.

На рис. 8 показано розподіл середніх річних температур у регіоні затоки Сідра. Річні ізотерми мають переважно широтне простягання з наростанням температури з півночі на південь. Наприклад, на південь від затоки температура сягає +23 °С, тоді як на північному сході поступово знижується до +16,5 °С.

Ізотерми середніх зимових температур мають дещо відмінну від середніх річних конфігурацію (рис. 9а). Завдяки інтен-

[19] **Сироко** – сильний теплий вітер, що дме з рівнин північної частини Сахари до країн Середземномор'я. Сироко несе велику кількість пилу та може досягати ураганної швидкості.

сивному впливу Середземного моря на прибережні частини в цей період року, температура взимку дещо вища на південному сході від Сідри, де сягає +14 °С й істотно знижується в напрямку на північний схід – близько +11,5 °С.

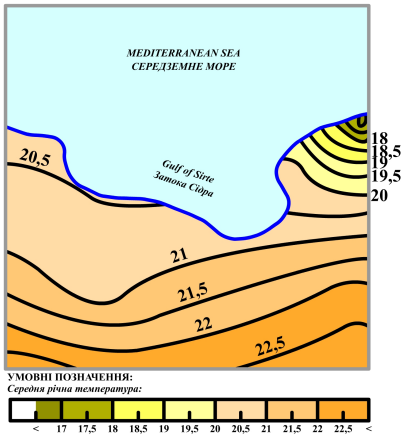


Рис. 8. Розподіл середніх річних температур в регіоні затоки Сідра (1946–2000) (El-Tantawi 2005)

Влітку в регіоні затоки Сідри встановлюється стійкий північно-східний переніс. Протягом тривалого часу переважає гарна погода з переважно низькою хмарністю. Конфігурація ізотерм набуває широтного спрямування (рис. 9b). На південь від узбережжя Сідри температура сягає +30° С і лише на північному сході знижується до +24 °С.

У регіоні затоки Сідра опади випадають виключно у вигляді дощу. Проте вздовж узбережжя, вкрай рідко, випадає сніг. Кількість опадів дуже нерівномірна – найбільша кількість спостерігається на північному сході затоки, де річна кількість сягає 500 мм, а найменша на південь від затоки, де лише на кілька мм перевищує 0 мм (рис. 10a).

Відносна вологість повітря в регіоні затоки Сідра зазвичай низька протягом всього року, що викликано мінімальним випаровуванням з денної поверхні та слабким насиченням повітря водяною парою. Середня річна відносна вологість знижується від 65–75% на узбережжі до 30–35% на південь від затоки (рис. 10b).

Згідно із класифікацією кліматів Кеппена[20] південна частина затоки Сідра перебуває під впливом жаркого пустельного клімату (BWh) з середньорічною температурою +18 °C та малою річною кількістю опадів. На сході та заході затоки домінує степовий жаркий тип клімату (BSh), а на північному сході середземноморський тип (CSa) з подібними до степового жаркого типу характеристиками (рис. 11) (Холявчук 2019).

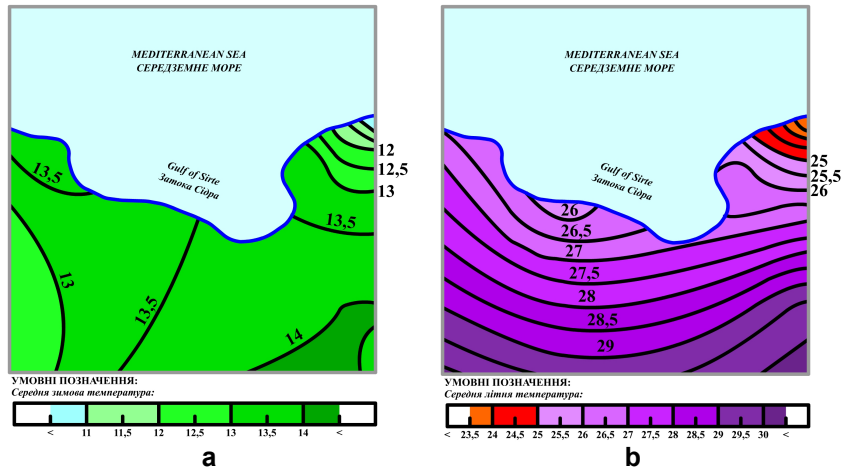


Рис. 9. Розподіл середніх зимових (a) і літніх (b) температур в регіоні затоки Сідра (1946–2000) (El-Tantawi 2005)

Жаркий пустельний клімат займає великі простори на південь від затоки Сідра. Вирізняється малою кількістю опадів, які значно диференційовані як в межах конкретних років, так і на протязі довших періодів. Сухе повітря сприяє відносно швидкому охолодженню, особливо взимку, коли температура знижується майже до +12 °C. Загалом жаркий пустельний клімат у регіоні

[20] **Класифікація кліматів Кеппена** – одна з найпоширеніших систем класифікації типів клімату, розроблена німецьким кліматологом Володимиром Петровичем Кеппеном у 1900 році.

затоки Сідри вирізняється високою середньорічною температурою близько +23 °С, достатньо нестійкою кількістю опадів, яка не перевищує 100 мм, локальними сильними грозами, які викликані проникненням морського полярного повітря з північного заходу або випадковими вторгненнями вологого екваторіального повітря з півдня, а також надзвичайно високим середньорічним температурним діапазоном – до 15 °С. Літні температури сягають майже +31 °С. Середньорічна відносна вологість рідко сягає 65% і зазвичай коливається в межах 30–40%.

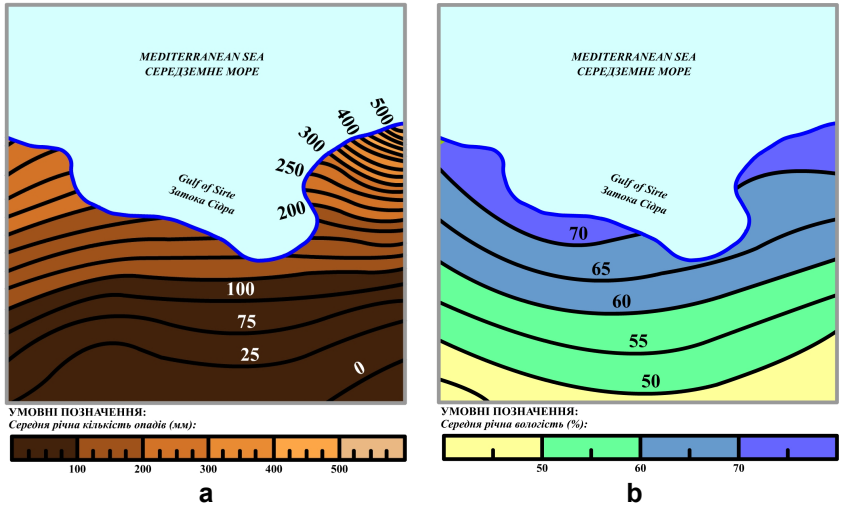


Рис. 10. Розподіл середньої річної кількості опадів (a) та середньої річної вологості повітря (b) в регіоні затоки Сідра (1946–2000) (El-Tantawi 2005)

Тип клімату жаркого степу поширений на схід і захід від затоки Сідра. В ньому спостерігається істотне зниження середньорічних температур – +19,8 °С. Цьому також сприяє гірський рельєф у цих регіонах, який викликає незначні відхилення в збільшенні опадів і підвищенні температури. Річна кількість опадів

коливається від 100 до 350 мм, більша частина яких випадає взимку та пов'язана з проникнення циклонічних штормів, викликаних екваторіальним зсувом поясу західних вітрів. Середньорічні температури досить високі й коливаються в межах +18–20 °С. Помірний вплив Середземного моря сприяє підтримці відносно низької температуру влітку. Середньорічна відносна вологість значно вища, ніж у жаркому пустельному кліматі та сягає 73%.

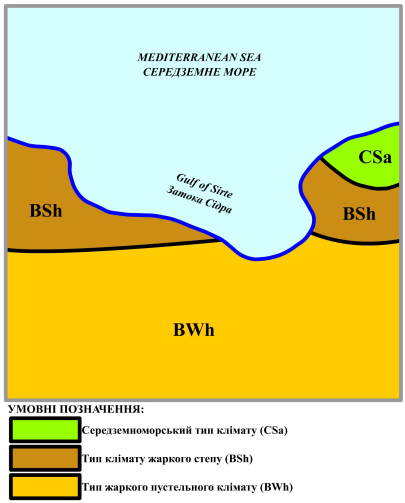


Рис. 11. Клімати регіону затоки Сідра
(Beck et al. 2018; Холявчук 2019)

Середземноморський жаркий тип клімату зумовлений сезонними змінами положення зон субтропічних максимумів й екваторіальним зсувом поясу західних вітрів. Цей тип клімату поширений на північному сході від затоки Сідра. Літом центри субтропічних максимумів зміщуються в Середземне море. У цей час встановлюється стійка суха та тепла погода. З настанням зими ці центри зміщуються далеко на південь – в субекваторіальні широти. Характерні особливості цього типу клімату – сухе літо та помірно волога зима. Річна кількість опадів перевищує 350 мм. Опади здебільшого випадають у вигляді дощу й лише зрідка у вигляді снігу. Більшість із них пов'язана з північними та західними вітрами. Це призводить до того, що північні й західні схили отримують значно більше вологи, ніж південні й східні.

Органічний світ

Ґрунтового покриву в регіоні затоки Сідри фактично немає, а більшість території займають одноманітні простори – переважно піщані, глинисті, галечниково-щебенисті, кам'янисті та солончакові. Винятком є відносно вузька прибережна смуга, яка не перевищує 15 км і на якій розвинулися достатньо родючі сіро-коричневі ґрунти та сіроземи, а в Кіренаїці та заході Триполітанії ця родюча зона в окремих місцях розширюється до 40 км. На південній околиці затоки Сідра родюча смуга повністю нівелюється і мулисті ґрунти спостерігаються південніше лише в межах найбільших оазисів.

Прибережні райони Триполітанії та Кіренаїки мають типову середземноморську рослинність. Наявність ґрунтового покриву сприяє розвитку землеробства, де значні площі оброблювальних земель використовуються для вирощування оливок і цитрусових дерев.

За даними Feng et al. (2013), у регіоні затоки Сідра нараховується 2103 види рослин, які належать до 856 родів 155 родин. Як вказує Le Houerou (2001), ступінь ендемізму сягає 26%. Природна рослинність пустель на півдні затоки Сідра й далі на південь дуже бідна – це здебільшого ксерофітні колючі рослини[21] кураї (рис. 12a), поодинокі чагарники та дерева в долинах ваді[22], де в алювії[23] утримується волога. Проте на більшості просторів на південь від затоки Сідра майже немає рослинності. У більш зволожених місцях узбережжя на сіро-коричневих ґрунтах і сіроземах ростуть злаки, тамариски (рис. 12b) й інші чагарники, акації формують невеликі гаї. Між вузькою зоною прибережної

[21] **Ксерофітна рослинність** – рослини сухих середовищ, здатні легко переносити тривалу відсутність вологи. Ксерофіти формують типову флору пустель і напівпустель, типові для морського й океанічного узбережжя та пустельних піщаних регіонів.

[22] **Ваді** – сухі долини з крутими (іноді майже прямовисними) схилами в пустелях Північної Африки та Аравії.

[23] **Алювій** – незцементовані відклади постійних водних потоків як сучасних, так і зниклих.

субтропічної рослинності та пустелями простягається смуга напівпустельної рослинності з рідким трав'яним покривом шириною в кілька десятків кілометрів, у якому панують твердолисті-ні ксерофітні трави, полини й галофітні рослини[24].



a



b

Рис. 12. Типові представники рослинного покриву узбережжя затоки Сідра – Курай содовий *(Salsola soda)* (a) і Тамарикс безлистий *(Tamarix aphylla)* (b)

У більш зволожених місцях поблизу узбережжя збереглися невеликі масиви реліктових лісів та заростей маквісу[25]. В їхньому видовому складі переважають алепська сосна, акація, інжир, тамариск, оливкове дерево, ріжкове дерево, атласький кедр, кипарис, кам'яний дуб, євфратська тополя тощо. Навколо населених пунктів зростають насадження евкаліптових, пальмових, соснових, фруктових дерев і чагарників: гранатових, абрикосових, цитрусових, оливкових, банановых, мигдальних, виноградних і лаврових. Тут переважають сільськогосподарські землі, які

[24] **Галофітні рослини** – солестійкі рослини.

[25] **Маквіс** – щільне рослинне угруповання колючих чагарників, що складається з вічнозелених рослин, таких як шавлія, ялівець і мирт.

разом із угіддями в оазисах на південь від затоки Сідра ледь досягають 1,9% від загальної площі Лівії.



a



b

Рис. 13. Типові представники тваринного населення узбережжя затоки Сідра – Фенек *(Vulpes zerda)* (a) і Одногорбий верблюд *(Camelus dromedarius)* (b)

Тваринний світ регіону затоки Сідра не вирізняється великою різноманітністю. Загалом переважають плазуни (змії, ящірки), комахи і павукоподібні (скорпіони, сольпуги). Серед ссавців найпоширеніші гризуни, з яких зайців порівняно мало. Хижаки представлені шакалами, гієнами, рудими лисицями, фенеками (рис. 13a). У регіоні затоки Сідра поширені одногорбі верблюди дромадери (рис. 13b), кабани розповсюджені переважно на півночі, парнокопитні – антилопи, газелі – на крайньому півдні затоки. Птахи (голуби, ластівки, ворони, орли, соколи, стерв'ятники) найчастіше гніздяться в оазисах, гірських районах й узбережжі. Тут зимує безліч перелітних птахів із Європи. У прибережних водах водяться понад 300 видів риб, включаючи промислові (анчоус, скумбрія, тунець, ставрида, сардина, вугор).

Над Сідрою пролягають міграційні шляхи великої кількості перелітних птахів, значна частина яких зимує безпосередньо

тут, інша – в оазисах, де вони, особливо горобині, завдають великої шкоди небагатим врожаям. Значних збитків заподіюють і дрібні гризуни, які поширені повсюдно, навіть у майже безводних частинах пустелі.

У минулому існувала значно більша різноманітність фауни, проте чимало видів зникли у XVIII ст. Гепарди, ймовірно, вимерли в Лівії наприкінці XX століття; останнє спостереження гепарда датоване 1980 роком на південно-західному кордоні з Алжиром, де вони ще є. Антилопа Бубал хартебіст, очевидно, зникла у Лівії в XX ст., як і антилопа гемсбок.



1.2. ЗАТОКИ ТУНІСЬКА, ХАММАМЕТ І ГАБЕС



Рис. 14. Затоки Туніська, Хаммамет і Габес (Google Earth)

Акваторія – Середземне море

Географічний центр –
Туніська –
36°57'00" пн.ш. –
10°28'00" сх.д;
Хаммамет –
36°05'00" пн.ш. –
10°45'00" сх.д;
Габес –
34°00'00" пн.ш. –
10°25'20" сх.д.

Максимальна глибина –
Туніська – 110 м;
Хаммамет – 91 м;
Габес – 50 м

Максимальна ширина –
Туніська – 52;
Хаммамет – 32;
Габес – 50 км



З історії…

На початку І тисячоліття до нашої ери фінікійські купці створили багато торгових центрів по всьому центральному та західному середземноморському узбережжю. Серед них був і Карфаген, який розташовувався неподалік сучасного міста Туніс і датується 814 роком до н.е. (Дриди 2008). Їхній вплив поширився на все узбережжя сучасного Тунісу. У наступних століттях карфагеняни побудували потужну комерційну імперію, базовану на зовнішній торгівлі, що врешті-решт й призвело до конфлікту з Римом. Між 263 і 146 роками до н.е. між Карфагеном і Римом відбулося три запеклих зіткнення, які закінчилися військовою поразкою Карфагена та його повним знищенням (O'Gorman 2004).

Під римським правлінням колишні карфагенські території переорієнтували свою економічну спрямованість з торгівлі на сільське господарство й швидко заслужили звання «житниці Риму». Процвітання сприяло створенню багатьох нових міських центрів. Був відновлений й Карфаген, що включно до II ст. до н.е. став третім містом імперії за впливом, поступаючись лише Олександрії й Риму.

Римська присутність тривала до V ст., хоча й не без відчайдушного опору берберів[26], які справедливо обурювалися втратою більшої частини своєї кращої землі. Вандали[27], які перетнули Середземне море з Піренейського півострова, захопили Карфаген у 439 році (Merrills, Miles 2009). Незважаючи на свою військову майстерність, новоявленим правителям не вистачило політичної майстерності, щоб створити життєздатну державу. Їм вдалося контролювали цю територію лише сторіччя.

[26] **Бербери** – рідше Амазиги – корінна етнічна група Північної Африки.
[27] **Вандали** – давнє східногерманське плем'я.

У 533 році візантійський імператор Юстиніан (рис. 15), прагнучи затвердити свою владу над якомога більшою частиною колишньої римської імперії, спрямував усі зусилля на витіснення вандалів. Намагання Візантії побороти вандалів як господарів Африки[28] зустріли різкий опір берберів. Візантійські гарнізони завжди перебували в готовності, щоб мати змогу відбити раптові напади берберів – тому й перебували в постійних оборонних позиціях уздовж узбережжя та в декількох анклавах усередині країни.



Рис. 15. Юстиніан

Флавій Петро Савватій Юстиніан, більш відомий як Юстиніан I (482-483 – 565) – візантійський імператор з 1 серпня 527 до своєї смерті 13-14 листопада 565. За легендами Юстиніан мав слов'янське коріння, і вже за часів правління свого дядька Юстина I відіграв ключову роль у політичному житті Візантії. Юстиніан – полководець і реформатор – один з найбільш видатних монархів пізньої Античності.

У низці драматичних військових кампаній, що відбулися після смерті пророка Мухаммеда в 632 році, воїни-бедуїни зайняли Родючий півмісяць[29] і долину річки Ніл, принісши із собою принципи нової, для цієї території, ісламської віри (рис. 16)

[28] **Африка** – в цьому контексті мається на увазі північна частина материка та провінція Африки з її столицею Карфагеном, що відповідає теперішньому Тунісу, яку так називали римляни, використовуючи назву – Africa terra.

[29] **Родючий півмісяць** – регіон на Близькому Сході, що включає Левант, Межиріччя та Стародавній Єгипет, один із первісних центрів зародження землеробства, відомий також як «колиска цивілізації».

(Haykal 1976). Численні набіги з Єгипту завдали нищівної поразки візантійцям ще в 647 році, проте постійна присутність арабських мусульман в Африці встановилася лише після заснування Кайруана[30] в 670 році. Як і їхні попередники, араби час від часу стикалися із запеклим берберським опором, але перспектива приєднання до армії мусульман і розподіл доходів від можливих майбутніх спільних перемог спонукали багатьох берберів прийняти іслам.



Рис. 16. Мухаммед

Мухаммед (Магомет) – (570–632) – центральна фігура в ісламі, святий і пророк, що започаткував релігію іслам. Вчені вважають Магомета історичною особою, засновником перших громад мусульман, з його слів записано Коран.

Незабаром виникла напруженість між берберською більшістю Іфрикії[31] й арабськими завойовниками. Губернатори, відправлені в провінцію з Близького Сходу, надавали преференції нещодавно прибулим арабським племенам, ніж місцевими берберськими мусульманам. Ототожнення берберів із другосортним статусом спонукало їх сповідати доктрини хариджиту, сектантського руху, в основі якого стверджувалася рівність усіх

[30] **Кайраун** – місто в Тунісі, священне місто мусульман Магрибу і четверте за святістю місто Ісламу.

[31] **Іфрикія** – арабська назва середньовічної області в Північній Африці, яка приблизно відповідала римській провінції Африка. Ця територія охоплює сьогочасний Туніс, захід Лівії та схід Алжиру. Столицею Іфрикії було місто Кайруан.

мусульман. Це також одна з причин цілої низки берберських повстань у VIII столітті.

З надією відновити порядок у неспокійній провінції халіф призначив Ібрагіма ібн аль-Аглаба[32] намісником Іфрикії, за умови визнання його автономії, а також усіх його нащадків у військових і цивільних справах. Аглабіди[33] прагнули підтвердити свою легітимність шляхом поширення ісламу й економічного зростання. Переслідуючи цю мету, вони завоювали Сицилію, розвинули середземноморську торгівлю, яка забезпечувала рух товарів, виготовлених в Іфрікії, а також заохочували транссахарську торгівлю (Holod, Kahlaoui 2018).

Не оминули труднощі й Аглабідів у відносинах з берберами. Неприйняття берберами будь-яких проявів центральної влади посилило їхню сприйнятливість до пропаганди серед суніських Аглабідів, що інтенсивно поширювалася шиїтськими пропагандистами, які почали проповідувати серед них у кінці IX ст. Один із таких провокаторів, Абу Абдалла, підняв берберські війська, які й скинули Аглабідів у 909 році. Переможці визнали Убейдаллу, нащадка шиїтського імама Ісмаїла[34], своїм правителем. У цей час Фатімідський халіфат[35] зміцнив свої позиції в Іфрикії, проте не проявляв належного інтересу до провінції, незважаючи навіть на те, що поширення впливу стало трампліном до експансії в східні ісламські регіони – в 969 році вони перенесли свої урядові резиденції в долину Нілу. Контроль над Іфрикією було покладено на Боллогіна ібн Зірі[36], союзника берберів (Perkins 2016).

---

[32] **Ібрагім ібн аль-Аглаб (800–812)** – син одного із воєначальників халіфата Аббасидів, намісник Іфрикії в 785–787 роках.

[33] **Аглабіди** – арабська феодальна династія в Іфрикії, що правила в 800–909 роках.

[34] **Ісмаїл** – назва походить від імені старшого сина шиїтського імама Джафара ас-Садика (шостого шиїтського імама) – Ісмаїла.

[35] **Фатімідський халіфат (909–1171)** – середньовічна шиїтська (ісмаїлітська) арабська держава з центром у Каїрі (починаючи з 972 року).

[36] **Боллогін ібн Зірі** – засновник держави Зрідів, перший незалежний від Фатімідського халіфата правитель Алжиру й Іфрикії в 972–984 рр.

Після майже столітньої васальної залежності від Фатімідського халіфату, нащадки Боллогіна остаточно проголосили свою незалежність. Необхідність повернення частки транссахарської торгівлі, значна частина якої відбувалася між Іфрикією та Єгиптом, фігурувала в цьому рішенні так само помітно, як і бажання позбутися впливу Фатімідів. Фатіміди покарали за нелояльність Зіридів, відправивши арабських бедуїнів Бану-Хілаль[37] з долини Нілу в Іфрикію (Daoud 2001). Приплив великої кількості кочівників порушив аграрну економіку регіону.

Унаслідок прибуття бедуїнів Бану-Хілаль, а також європейських християнських атак уздовж узбережжя, в середині XII ст. держава Зіридів зникла. Майбутній правитель Абд аль-Вахід[38] під час експедиції з халіфом Мухаммедом ан-Насіром[39] у західну й центральну частини Північної Африки, заповнили вакуум влади, яка утворилася після падіння Зіридів, й анексували Іфрикію, тим самим зупинивши просування християн.

Хафсіди залишалися при владі понад три століття. Незважаючи на своє берберське походження, вони досить мирно співіснували з арабськими племенами, які постійно залучалися як до урядових, так і військових справ (Laremont 2017). Їхня поступова консолідація дозволила кинути виклик християнському військово-морському пануванню в центральному Середземномор'ї, завдяки постійно зростаючій діяльності мусульманських корсарів. Однак, навіть в умовах цієї неоголошеної військово-морської війни, торгівля між Північною Африкою та Європою не припинялася. Однією з яскравих ознак інтересу Хафсідів щодо збереження торгівлі вивилося рішення розмістити свою столицю в Тунісі, а не у внутрішніх районах, які були політичним центром тяжіння починаючи ще з VII ст. Під заступництвом

[37] **Бану-Хілаль** – конфедерація племен з районів Хіджаз і Надж на Аравійському півострові, які емігрували в Північну Африку в 11 столітті.
[38] **Абд аль-Вахід** – перший правитель Хафсідів в Іфрикії в 1207–1222 роках.
[39] **Мухаммед ан-Насір** – 4-й халіф держави Альмохадів у 1199–1212 роках.

Хафсідів Туніс перетворився на великий комерційний центр. Значення міста, як у політичному, так й економічному відношеннях, стало настільки великим, що термін Туніс поступово замінив Іфрикію.

Просування османської влади в центральну й західну частини Середземномор'я в XVI ст. завдавала клопотів Хафсідам, які вважали прибульців серйозною загрозою їхньому домінуванню в регіоні (Imber 2003). Поразка від турецьких військ, які базувалися в Алжирі, підштовхнуло Хафсідів до союзу з найбільш злісним ворогом Османської імперії – Іспанськими Габсбургами[40] в 1534 році (Hillgarth 1985). Габсбурги дійсно відновили трон Хафсідів, але тим самим створили протекторат над Тунісом, який сильно обмежив владу династії. Вдруге османи захопили Туніс у 1569 році, але знову були звільнені Габсбургами. Однак їхній союз із християнами позбавив Хафсідів практично всієї народної підтримки, й останній османський штурм у 1574 році остаточно усунув Хафсідів із політичної арени.

Як і скрізь у Північній Африці, пряме османське правління було недовгим. Менш ніж через два десятиліття повстання деїв[41] Тунісу сильно послабило позиції Стамбула щодо провінції (Largueche et al. 2001). Деї, які спровокували це повстання, були змушені поступитися беям – офіцерам, чий вплив поширювався на сільську місцевість, дозволив мобілізувати їм сільські племена. На початку XVII ст. Мурад Корсо – найвправніший серед цих людей, зумів покласти початок династії Мурадід, яка очолила Туніс на решту століття. Хоча беї династії Мурадід й отримували прибуток від набігів їхніх корсарів, зростання європейської військово-морської могутності змусила їх до вимушеного

[40] **Іспанські Габсбурги** – в 1556 році Габсбурзький дім розколовся на дві гілки – Іспанських (кастильських) Габсбургів і Австрійських (німецьких) Габсбургів. Перші були старшою гілкою й прийняли титул королів Кастилії (згодом – Іспанії); другі були молодшою гілкою, але зберегли за собою корону імператорів Священної Римської імперії.

[41] **Деї** – військові коменданти Туніського регентства, які обиралися диваном з 1591 року.



підкреслення мирної торгівлі, на відміну від попередніх правителів.

Після періоду політичних потрясінь Аль-Хусейн ібн Алі[42], кавалерійський офіцер Мурадідів, проголосив себе беєм у 1705 році. Оскільки міжнародна торгівля тривала при Хусейнідах, контакти з Європою активізувалися протягом XVIII ст. і стимулювали розвиток сільського господарства й промисловості (Harik 1985). Однак у першій третині XIX ст. важкі наслідки серії катастрофічних неврожаїв, які супроводжувалися численними спалахами голоду та хвороб, позначилися на економіці. До того ж депресія європейської економіки після падіння Наполеона[43] знизила попит на туніський експорт і його вартість, тоді як європейський імпорт, на який почали покладатися тунісці, ставав занадто дорогим. Зросла заборгованість багатьох туніських підприємців, у тому числі членів королівської сім'ї, перед європейцями, чия агресивна тактика дозволила отримати контроль над важливими аспектами економіки країни.

Французька окупація сусіднього Алжиру в 1830 році погіршила ситуацію (Lorcin 1999). Представники еліти Хусейнідів були переконані, що поширення європейського впливу в їхньому суспільстві може бути обмежене лише вибірковою адаптацією концепцій і технологій, завдяки яким Захід зміцнювався. Тож вони ініціювали серію політичних, економічних і соціальних реформ, які зустріли неоднозначне сприйняття у суспільстві. Необхідність позичати гроші на реалізацію реформ за кордоном привела Туніс до стану ще більшого заглиблення в сферу європейського економічного впливу.

Пізніше була здійснена серйозна спроба реструктурувати суспільство відповідно до принципів, більш сумісних з його арабо-ісламськими традиціями. Проте вже було надто пізно для

[42] **Аль-Хусейн ібн Алі** – засновник династії Хусейнідів, яка керувала Тунісом до 1957 року.
[43] **Наполеон** – французький державний діяч, полководець, перший консул Французької Республіки (1799–1804), імператор Франції (1804–1814, 1815).

зламу тенденції підпорядкування Тунісу Європі. Реформатори відтягнули, але не змогли запобігти європейському контролю.

Франція проголосила протекторат над Тунісом у 1881 році. За його умовами бей залишався на престолі, але його влада була вкрай обмежена (Anderson 2014). Спочатку колонізація проходила повільно, проте на рубежі століть французькі та інші європейські поселенці отримали контроль над більшою частиною найбагатших земель у країні. Економічна та політична практики протекторату сприяли поселенцям, кількість яких за 75 років французької присутності не перевищувала 7% від загальної чисельності населення.

Частина тунісців вітала французьку окупацію, розглядаючи її як можливість впровадити корисні аспекти сучасного європейського суспільства в свої власні. Вони вимагали, щоб уряд протекторату однаково ставився до тунісців і французів, проте відмова навіть від цієї простої вимоги підготував ґрунт для виникнення в кінці Першої світової війни партії Дустур[44] (Perkins 2014). Ця націоналістична організація відкрито заперечувала роль Франції в Тунісі й закликала корінне населення Тунісу до участі в державних справах.

Лідери Дустура утримувалися від організації масового руху, вважаючи за краще брати участь у законних дебатах, а не в активних формах політичного протесту. Така позиція не влаштовувала більш войовничих членів партії. У 1934 році на чолі з Хабібом Бургібою[45] вони організували партію нео-Дустур, яка швидко витіснила Дустур як втілення націоналістичних прагнень протягом наступних двох десятиліть (Hopwood, Terry 2016). Французько-туніські відносини перебували між гострим придушенням будь-яких проявів націоналізму і більш-менш щи-

[44] **Дустур** – (буквально – конституція або партія конституції), повна назва аль Хізб аль Хурр ад Дестурі (Ліберально конституційна партія)

[45] **Хабіб Бургіба** – політичний діяч Тунісу та перший президент Тунісу з 25 липня 1957 по 7 листопада 1987.

рими спробами знайти компроміси, прийнятні для обох сторін. Зростання рівня насильства в країні на початку 1950-х років призвело до необхідності вирішення питання Тунісу. Починаючи з 1954 р. темпи переговорного процесу прискорилися, кульмінацією якого стало припинення протекторату в 1956 р.

Природа…

Тектоніка та геологія

На південь від затоки Габес простягається велика стабільна Сахарська платформа, яка з початку палеозою зазнавала впливу лише епейрогенічних рухів[46]. Пізні палеозойські товщі, як континентальні, так і морські, здебільшого уламкового характеру. Ранні порушення в напрямку моря розпочалися із заходу, проте в кам'яновугільний період[47] і подальші періоди порушення відбувалися переважно з північного напрямку океану Тетіс[48]. Тектонічні рухи під час каледонської складчастості[49] спричинили значні структурні деформації та регресії[50], але загальне підняття, викликане герцинською складчастістю[51], призвело до значного відступу моря. Яскравим прикладом постгерцинської ерозії в Алжирі є великий Т-подібний антиклінорій[52], який простягається на територію сучасного Тунісу (Bishop 1975). На сході прояв-

[46] **Епейрогенічні рухи** – безперервні повільні підняття й опускання земної кори, які зумовлюють утворення планетарних форм рельєфу.

[47] **Кам'яновугільний період** – п'ятий період палеозойської ери. Настав після девонського й змінився пермським. Тривав від 358,9 ± 0,4 до 298,9 ± 0,15 млн років тому.

[48] **Тетіс** – система давніх морських басейнів, що простягалась через Північно-Західну Африку, Південну Європу, Малу Азію, Кавказ, Індокитай; існувала в мезозої і палеогеновому періоді кайнозою.

[49] **Каледонська складчастість** – ера тектогенезу, яка протікала в ордовицькому та силурійському періодах палеозою (500–400 млн років тому).

[50] **Регресія** – повільний відступ моря від берегів унаслідок підняття суші й опускання океанічного дна.

[51] **Герцинська складчастість** – ера тектогенезу, одна з найінтенсивніших в історії Землі деформацій земної кори, яка протікала в кінці девонського (палеозой) на початку тріасового (ранній мезозой) періодів (400–200 млн років тому).

[52] **Антиклінорій** – велика і складна складчаста структура земних порід антиклінальної будови, яка утворюється на місці геосинклінальних прогинів.

ляється герцинським тектонічним підняттям Нефуса у Лівії, а на заході з'єднується з антиклінорієм. На південь від цих підвищених областей розташований басейн Східний Ерг, який протягом більшої частини палеозою безпосередньо пов'язувався з басейном Хомра на заході Лівії. Східний Ерг обмежений у західній частині антиклінорієм Хассі-Туарег, що простягається далі на північний схід.

Обмеження західної частини басейну Тетіс і постгерцинське опускання вздовж межі африканського континенту призвело до поступового накопичення потужного шару тріасових[53] і лейаських[54] евапоритів[55]. Молодші пласти Сахарської платформи малопотужні, хоча континентальні піски й відігравали важливу роль на певних етапах еволюції поверхні регіону, все ж таки домінуючими типами порід є лагунні доломіти, евапорити та сланці. На північ від платформи сформувалася зона просідання, флексура[56] Джеффара, в межах якої характерні значно потужніші шари гірських порід із помітним морським генезисом (Gabtni et al. 2005). З флексурою пов'язана складна система розломів. На півночі та заході пізніші мезозойські події проявлялися здебільшого епейрогенічними підняттями з регресією, локальною ерозією та трансгресивними опусканнями окремих її частин. Часті й значно інтенсивніші рухи розпочалися у ранньому кайнозої[57], а локальна деформація, яка є маркером початку альпійської складчастості[58], відбулася в олігоцені[59] з поступовим зростанням

[53] **Тріас** – перший геологічний період мезозо́йської ери. Настав 251,0±0,4 мільйонів років тому і закінчився 199,6±0,6 мільйонів років тому.
[54] **Лейас** – нижній відділ юрської системи. Від ст. франц. «liois» – твердий кам'янистий вапняк.
[55] **Евапорити** – мінерали, які утворюються внаслідок випаровування розчинів.
[56] **Флексура** – однобока колінчаста (моноклінна) складка шарів гірських порід, що виникла внаслідок переміщення однієї ділянки земної кори відносно іншої у вертикальному напрямку без розриву суцільності між ними.
[57] **Кайнозой** – найновіша геологічна ера в історії Землі. Настала 66,0 млн років тому, триває досі.
[58] **Альпійська складчастість** – наймолодша за геологічним віком деформація земної кори, яка проявилася в кінці мезозойського періоду і остаточно сформувалась протягом кайнозойської ери.
[59] **Олігоцен** – остання геологічна епоха палеогенового періоду кайнозойської ери. Почалася 33,9 мільйонів років тому; завершилася 23,03 мільйонів років тому.

орогенічних[60] імпульсів у кінці міоцену[61]. Проте остання та найбільш бурхлива фаза туніського орогенезу в межах Атласу відбулася в пліоцені[62] та плейстоцені[63].

Крім Сахарської платформи й флексури Джеффара, мезозойсько-кайнозойські тектонічні особливості включають у себе стабільні шельфи Пелагійського кратону[64] в східній та прибережній частинах Тунісу й «острова Касерін[65]» у центральній частині Тунісу (Kadri et al. 2015). Він сформувався в крейдовий період[66] і обмежений на сході системою розломів, що простягаються з півночі на південь, і юрськими[67] горстами[68], що формують східну межу Атласу. Між цією віссю і Пелагійським шельфом[69], а також між Сахарською платформою й «островом Касерін» знаходиться низка крейдяних і третинних басейнів у межах кратону в північній частині Тунісу – аналогічних тим, що містять потужні шари міоцен-пліоценових уламкових порід (Amami-Hamdi et al. 2014). На північному заході Тунісу поширені численні тріасові евапоритові діапіри[70] й частина розломів розташована в зоні особливо потужного олігоценового флішу[71] (рис. 17).

[60] **Орогене**з – сукупність інтенсивних висхідних вертикальних тектонічних рухів (складчастості та розривів), процесів, з якими пов'язане виникнення та розвиток гір.
[61] **Міоцен** – рання геологічна епоха неогенового періоду, почалася 23,03 мільйонів років тому і закінчилася 5,333 мільйонів років тому.
[62] **Пліоцен** – остання геологічна епоха неогенового періоду (третинного періоду) в історії Землі. Тривав від 5,333 до 2,58 млн років тому.
[63] **Плейстоцен** – епоха четвертинного періоду (антропогену), що почалася 2,58 млн років тому і закінчилася 11 700 років тому.
[64] **Кратон** – консолідовані ділянки земної кори, нездатні до перетворення альпінотипною складчастістю (складні складчасті структури з переважанням насувів і шар'яжів).
[65] **Острів Касерін** – область в центральній частині Тунісу, яка виникла в Туроні (другий знизу ярус верхнього відділу крейдової системи).
[66] **Крейдовий період** – останній (третій) геологічний період мезозойської ери. Розпочався близько 145 млн років тому, закінчився 66,0 млн років тому.
[67] **Юрський період** – середній геологічний період мезозойської ери. Тривав приблизно 56,3 млн років: від 201,3 ± 0,2 до приблизно 145,0 млн років тому.
[68] **Горст** – тектонічна форма порушення залягання гірських порід.
[69] **Пелагійський шельф** – блок Східної платформи в Східному Тунісі.
[70] **Діапір** – склепінчастоподібна антиклінальна складка з інтенсивно зім'ятим ядром, що виникла шляхом видавлювання знизу високопластичних порід.
[71] **Фліш** – осадові породи, теригенна (іноді вулканогенно-теригенна) геологічна формація.



Рис. 17. Тектонічна карта східної частини Тунісу (Zouaghi et al. 2013)



Рис. 18. Типи водоносних пластів східної частини Тунісу та їхня продуктивність (Africa Groundwater Atlas 2019)

Діапіри Північного Тунісу переважно складаються з евапоритового матеріалу тріасового віку та є результатом складної

еволюції, ініційованої локальними рухами фундаменту та розломів із орієнтацією з північного сходу на південний захід, які виникли в кінці ранньої крейди (Perthuisot 1981). Це перше підняття, що відбулося в цей період без будь-яких деформацій осадових товщ. Така діапірична активність зберігалася в активному стані протягом всього крейдяного і раннього третинного періоду[72], викликаючи локальні порушення в деяких серіях. Пізніше, під час орогенезу Альпійського Атласу, діапірічні структури піддавалися деформаціям відповідно до їхнього положення в орогенічній області.

Підземні води сконцентровані переважно в міжпластових осадових товщах (рис. 18), рідше в неконсолідованих міжпластових. Продуктивність зазвичай висока з диференціацією в осадових товщах до низької.

Клімат

Клімат у Тунісі доволі різноманітний – на північному узбережжі середземноморський, з м'якою дощовою зимою і жарким літом, тоді як у внутрішніх районах напівпустельний або пустельний. На східному узбережжі, південніше затоки Хаммамет, випадає невелика кількість опадів, які зменшуються з півночі на південь до такої міри, що південніше затоки Габес до кордону з Лівією формується справжня пустеля. Проте температура вздовж усього узбережжя зберігає типовість для середземноморського клімату, з максимумами близько +16–18 °C взимку і +32–33 °C влітку. Натомість у внутрішніх районах південної частини, зайнятих пустелею, літо дуже спекотне (рис. 19а).

Прибережні та гірські райони Тунісу часто піддаються потужним вітрам, що дмуть із пустелі та викликають істотні підвищення температури й зниження відносної вологості. Іноді во-

[72] **Третинний період** – застаріла назва інтервалу геологічної історії Землі, що охоплює проміжок часу від вимирання динозаврів (приблизно 65 млн років тому) до початку останньої льодовикової епохи (близько 1,8 млн років тому).

ни призводять до формування піщаних бур. У періоди активізації південних вітрів може бути вкрай жарко, особливо з червня по вересень, коли температура в Тунісі й вздовж східного узбережжя може перевищувати +40 °C (Verner 2013).

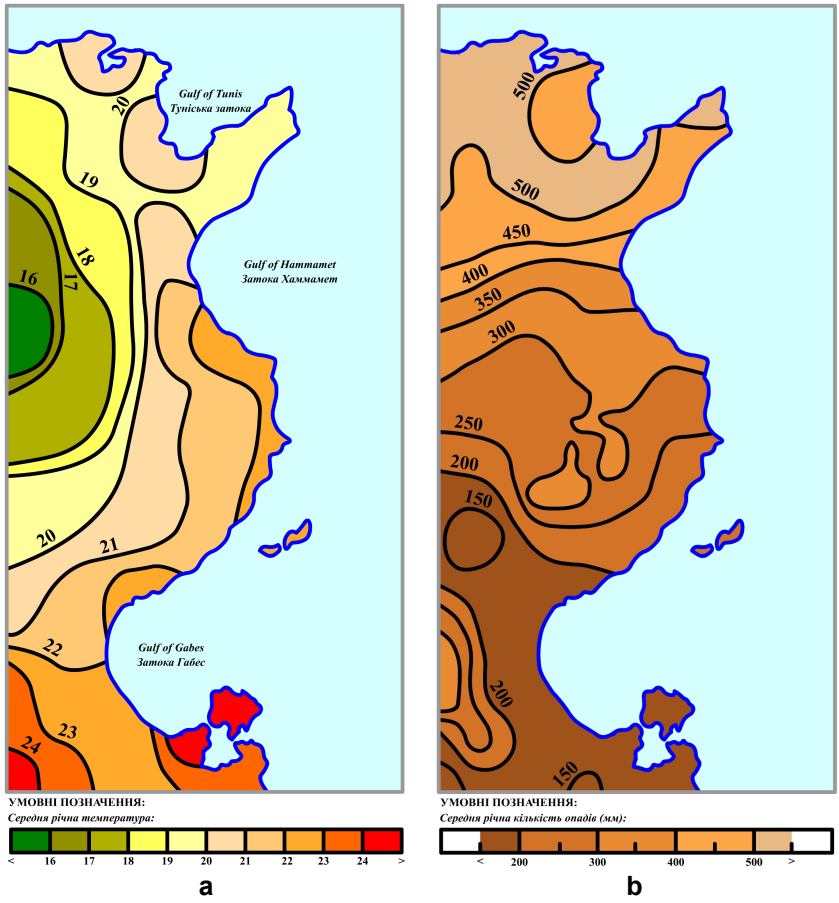


Рис. 19. Розподіл середніх річних температур (a) та середньої річної кількості опадів (b) у регіоні заток Туніської, Хаммамет та Габес (1961–1990)
(New et al. 1999)

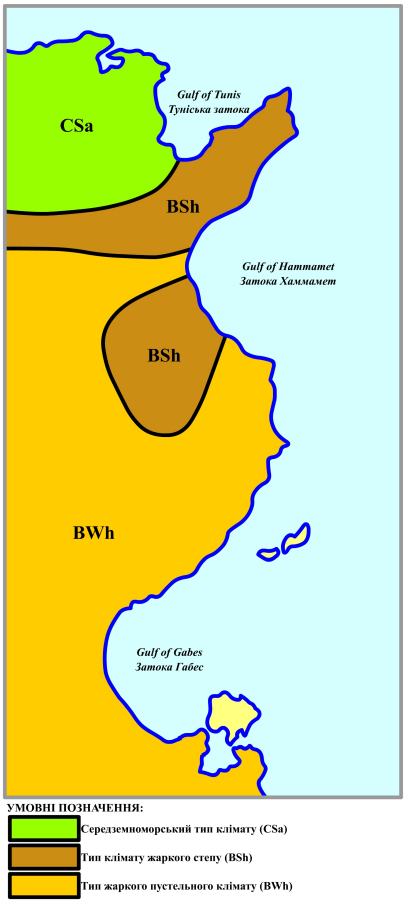


Рис. 20. Клімати регіону заток Туніської, Хаммамет та Габес
(Beck et al. 2018; Холявчук 2019)

Опади на всьому узбережжі характерні для середземноморського клімату. Вони більш істотні в кінці осені й взимку і стають незначними наприкінці весни та влітку (рис. 19b).

Від Туніської затоки вздовж затоки Хаммамет й до південних околиць затоки Габес простежується чітка зміна трьох типів клімату за класифікацією Кеппена: середземноморський (CSa), жаркого степу (BSh) та жаркого пустельного (BWh) (рис. 20).

Середземноморський жаркий клімат переважає в регіоні, що простягнувся вздовж північно-східного краю Атлаських гір. Характеризується відносно прохолодною та вологою зимою й теплим сухим літом. Опади в гірському регіоні на півночі є результатом депресій[73], що виникають в східному Середземномор'ї та перетинають Марокко й Алжир, і циклонів, які розвиваються на схід від Альп і Піренеїв. Нещодавні дослідження з використанням даних високої роздільної здатності демонструють, що гори

[73] **Депресія** – метеорологічна область порівняно слабкого атмосферного тиску.

Атласу можуть генерувати так звані «вибухові циклони»[74] – системи низького тиску з різким наростанням тиску, які можуть серйозно вплинути на судноплавство і прибережні райони (Kouroutzoglou et al. 2011).

Південніше середземноморського жаркого типу клімату вузькою, диз'юнктивною[75] смугою простягається *клімат жаркого степу*. Восени та навесні тут спостерігаються сильні конвективні шторми[76], проте низький рівень вологості повітря обмежує їхній розвиток влітку. В межах цього типу клімату спостерігається найбільша амплітуда температури в регіоні, яка сягає 20 °С між середньою зимовою та літньою, що зміщує тип клімату в бік континентальності.

Затока Габес перебуває під впливом *жаркого пустельного клімату*. Загалом цей регіон посушливий зі значною мінливістю опадів потягом багаторічних періодів, що викликано інтенсивною взаємодією над затокою Габес сухих повітряних мас із Сахари і більш прохолодним повітрям, що проникає з півночі.

Характер рельєфу різних регіонів і відстань від узбережжя сильно впливають на розподіл температури й опадів. Локальні географічні відмінності формують строкату мозаїку мікрокліматів (Slimani et al. 2007). Наприклад, річні суми опадів на північному заході, в окремих місцях, можуть перевищувати 1000 мм, тоді як максимальні значення температури не підіймаються вище +30 °С. В околицях Туніської затоки кількість опадів коливається від 400 до 500 мм при подібних значеннях температури з поступовим зменшенням опадів у регіоні затоки Хаммамет до 300 і 200 мм і до 100 мм на південь від затоки Габес та зростанням максимальних значень температури до +40 °С.

[74] **Вибухові циклони** – швидке поглиблення позатропічної циклонічної області низького тиску.
[75] **Диз'юнкція** – переривчастий характер поширення чогось в межах географічної оболонки.
[76] **Конвективні шторми** – виникають в результаті впливу на стан атмосфери та поверхню океану інтенсивних висхідних і низхідних потоків мас повітря.

Органічний світ

Mtimet (2001) виділяє п'ять основних груп ґрунтів, які характерні для узбережних частин заток Туніської, Хаммамет та Габес:

– ***лісові та мулисті ґрунти*** *– характерні для північної, гористої частини;*
– ***вертісолі***[77]*, які поширені в депресіях і на рівнинах;*
– ***середземноморські червоні ґрунти,*** *які сформувалися на юрських вапняках і льодовикових відкладах четвертинного періоду*[78]*. Вони характеризуються тонким гранулометричним складом*[79]*, добре розвиненою багатогранною структурою та численними вапняковими включеннями;*
– ***карбонатні ґрунти,*** *які поширені на виходах товщ вапняків. Їх потужність варіюється в залежності від загальної морфології ґрунту. Для них характерний кірковий горизонт та вапнякові включення;*
– ***алювіальні ґрунти*** *іноді сягають потужності понад 2 м. Вони поширені у великих долинах та гирлових ділянках річок на півночі. Алювіальні ґрунти піддаються активним процесам засолення.*

Рівнинні території в центральній частині Тунісу та Сахелю[80] зайняті трав'янисто-чагарниковою рослинністю напівпустельного типу. Найхарактерніші тут полин і злак альфа

[77] **Вертісолі** – чорні глинисті ґрунти з глибокими тріщинами в сухий період року. Поширені в тропічній зоні по всій Землі.
[78] **Четвертинний період** – сучасний етап геологічної історії Землі, поточний період кайнозойської ери. Почався 2,588 мільйона років тому, триває донині.
[79] **Гранулометричний склад** – кількісний розподіл зерен за класами крупності. Визначається для гірських порід, корисних копалин, ґрунтів тощо.
[80] **Сахель** – напівпустельні і степові райони на північ від Сахари – зокрема Туніський і Алжирський Сахель.

(рис. 21a), який формує величезні монотонні простори. Ця висока трава використовується як сировина для виробництва високоякісного паперу. З гнучких стебел альфи місцеві селяни плетуть циновки[81]. Посеред заростей альфи, невеликими острівцями, трапляються невеликі групи та поодинокі дерева – сосна алепська, дуб кермесовий, ялівець фінікійський (рис. 21b) та евкаліпт (Floret 1981).



a **b**

Рис. 21. Типові представники рослинного покриву узбережжя заток Туніської, Хаммамет і Габес – альфа *(Stipa tenacissima)* (a) і ялівець фінікійський *(Juniperus phoenicea)* (b)

Сахель – область, в якій розвинуте сільське господарство. Тут зосереджено більшість оливкових плантацій регіону. Тут також вирощують тютюн, льон і бавовну.

Дещо південніше, поблизу водних джерел й артезіанських колодязів, розкинулися численні оазиси з фінікових пальм і фруктових садів із мигдалю та гранату.

[81] **Циновка** – цупкий плетений виріб із соломи, очерету тощо.

Надзвичайно поширені, особливо в напівпустельних регіонах південніше затоки Хаммамет, кактуси. Їх часто використовують як декоративний елемент у парках. У сільськогосподарських регіонах насадження з кактусів виконують роль огорожі для захисту оброблюваних земель від худоби.

Напівпустельні частини колись були основним місцем вилову екзотичних тварин для видовищних заходів стародавнього Риму. Наразі тут водяться лише дрібні хижаки: каракали (степові рисі), дикі кішки, гепарди, шакали, смугасті гієни (рис. 22a), лисиці та фенеки. У цій частині особливо багато дрібних гризунів – тушканчиків і мишей.



a



b

Рис. 22. Типові представники тваринного населення узбережжя заток Туніської, Хаммамет і Габес – гієна смугаста *(Hyaena hyaena)* (a) та кам'яна куріпка *(Alectoris barbara)* (b)

У регіоні водиться чимало видів птахів. Окрім спільних із Південною Європою видів різних дрібних птахів (переважно горобиних), тут багато специфічних північноафриканських видів, серед яких найтиповіші шпаки, жайворонки та кам'яні куріпки (рис. 22b). Серед хижих видів птахів характерні орли та шуліки.

Немало й водоплавних птахів – гуси, качки, лебеді, білі чаплі, баклани та фламінго (Hamdi et al. 2008).

Багата фауна плазунів, особливо в пустельних і напівпустельних районах. Це ящірки, варани, змії – піщані удави, ефи, рогаті гадюки та кобри. Майже вся територія регіону піддається частим нальотам сарани з півдня.

Головні промислові риби в затоках Туніській, Хаммамет і Габес – сардина, оселедець, анчоуси, скумбрія, тунець. У затоці Габес здавна ведеться вилов креветок і морських губок.



1.3. ГВІНЕЙСЬКА ЗАТОКА. БУХТИ БІАФРА ТА БЕНІН

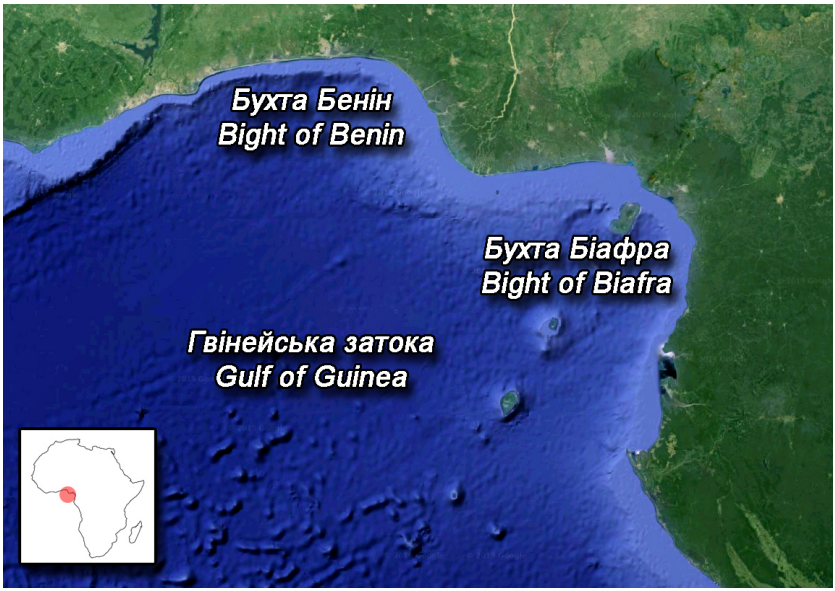


Рис. 23. Гвінейська затока. Бухти Біафра та Бенін
(Google Earth)

Акваторія – Гвінейська – Атлантичний океан; Бенін – Гвінейська затока; Біафра – Гвінейська затока
Географічний центр – Гвінейська – 2°23'43" пн.ш. – 6°24'24" сх.д; Бенін – 5°00'00" пн.ш. – 2°05'00" сх.д; Біафра – 2°50'00" пн.ш. – 8°00'00" сх.д
Максимальна глибина – Гвінейська – 6363 м; Бенін – 3767; Біафра – 3170
Максимальна довжина – Гвінейська – 700 км; Бенін – 300; Біафра – 300
Максимальна ширина – Гвінейська – 1880 км; Бенін – 640; Біафра – 600

З історії…

Порівняно недавно стало зрозуміло, що пізній кам'яний вік[82] простягається в минуле значно глибше, ніж вважалося раніше. Оскільки людські останки цього періоду надзвичайно рідкісні в Африці, особливо в Західній, появу людини в регіоні Гвінейської затоки умовно пов'язують із похованням Іво Елеру[83] в Нігерії, яке є одним із небагатьох останків, пов'язаних з артефактами пізнього кам'яного віку. Harvati et al. (2011) провели повторний морфометричний аналіз цього черепа з переоцінкою датування уран-торієвим методом.

На південний схід – у Камеруні та ще далі на південь – у Габоні ще з 8000 до н.е. відбулися численні людські міграції, які привели до формування значного розмаїття культурних, племінних і мовних груп у регіоні, серед яких найпоширеніші пуелі з узбережжя Гвінеї, фульбе й араби з західного Судану та банту з Конго (West 2011).

Найпершими жителями в цій частині Гвінейської затоки, ймовірно, були баки та інші етнолінгвістичні групи невисокого зросту, відомі зазвичай як «пігмеї[84]». Деякі з них все ще живуть в екваторіальних лісах регіону. Приблизно в 200 році до н.е. їх витіснили в ліси народами банту, що прийшли з нагір'я Камерун, Сахелю та Нігерійського плоскогір'я.

Наступний важливий етап – виникнення цивілізації Нок північніше Гвінейської затоки на межі II–I тисячоліть до н.е (рис. 24а). Час культури Нок вважається переломним моментом у переході Африки від кам'яного віку до сучасності (Breunig

[82] **Пізній кам'яний вік** – це період в африканському доісторичному періоді, який йде за середнім кам'яним віком. Пізній кам'яний вік пов'язаний з появою сучасної поведінки людини в Африці, хоча визначення цього поняття та засоби його вивчення залишаються дискусійними.

[83] **Іво Елеру** – це археологічна знахідка (череп), яка була виявлена на археологічному об'єкті Іво Елеру в південній Нігерії.

[84] **Пігмеї** – група низькорослих негроїдних народів, що живуть переважно в екваторіальних лісах Африки.

(Ed.), 2014), адже понад два мільйони років мисливці-збирачі[85] практично в незмінному стані розповсюджувалися по континенту. З біологічної точки зору нічого не змінилося, проте в культурному плані відбулися грандіозні зміни. Деякі елементи культури Нок неопосередковано впливають на повсякденне життя африканців у сільських регіонах Гвінейської затоки й сьогодні.

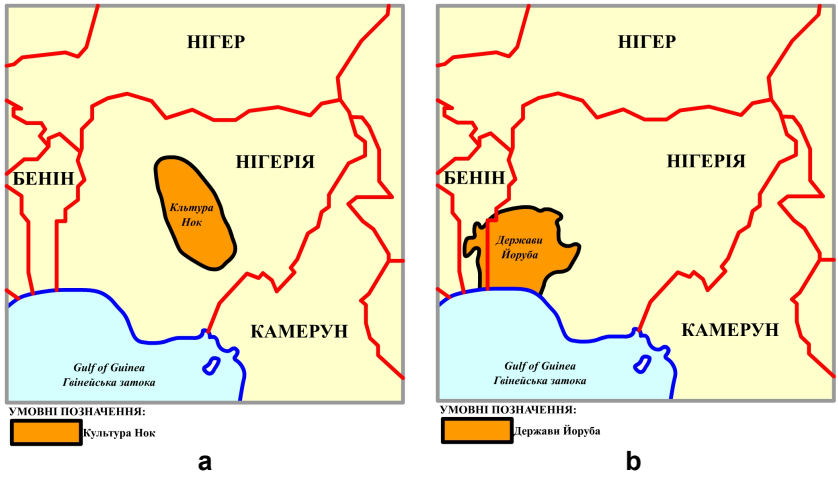


Рис. 24. Культура Нок (a) та держави Йоруба (b)

Після занепаду цивілізації Нок їхня культура збереглася в народів йоруба, які складалися з міст-держав Ойо, Іфе та Бенінського царства (Olasupo 2015). Люди йоруба, які розосередилися від Ойо-Йоруба (Нігерія) до Саве (Республіка Бенін) та Іфе (Того), в ході експансіоністських воєн у регіоні та через міграцію з Іле-Іфе[86] зберегли традиційну релігію йоруба та супутню їй практику різьблення по дереву (рис. 24b).

[85] **Мисливці-збирачі** – господарсько-культурний тип, характерний для народів, які знаходяться на ранньому рівні соціально-економічного розвитку.

[86] **Іле-Іфе** – місто в Нігерії, в штаті Осун. В історії одне з головних міст-держав народу йоруба.

Європейські джерела почали документувати розвиток торгівлі в регіоні Гвінейської затоки та її інтеграцію в трансатлантичну работоргівлю близько 1670 року. Проте перші більшменш постійні плавання європейців уздовж атлантичного узбережжя Африки розпочалися ще в 1418 році португальцями, завдяки ініціативі принца Генріха. Пізніше до вивчення Центральної Африки долучилися англійці, французи та нідерландці. Работоргівля стала настільки великою, що у XVIII і XIX століттях привела до формування так званої Атлантичної спільноти (Law 1991). Торгівля рабами здійснювалася з європейського боку португальцями, голландцями, французами й англійцями. Рабів перенаправляли до Нового Світу[87], переважно в Бразилію та на Кариби. Порти, які експортували цих рабів з Африки, – Уїда, Лагос, Анехо («Літл-Попо»), «Гранд-Попо», Агуе, Жакін, Порто-Ново та Бадагрі. Ці порти торгували рабами, яких постачали африканські племена та королівства, в тому числі Аллада й Уїда, які згодом були захоплені королівством Дагомеї[88].

За словами Monroe (2007), королівство Дагомеї зіграло вирішальну роль для нашого розуміння політичної організації в Західній Африці в епоху трансатлантичної работоргівлі. Однак залишається дискусійними питання, чи володіло королівство Дагомеї революційними якостями, що дозволяли йому підтримувати порядок у цей надзвичайно бурхливий час, і яка роль мілітаризму в зміцненні стабільності регіону. Збір і ретельний аналіз археологічних даних у Республіці Бенін може допомогти зрозуміти політичну динаміку Дагомеї з часом. Беззаперечно те, що Дагомея досягла реальних адміністративних успіхів у XVIII–

[87] **Новий Світ** – частина суші Землі окрім Євразії та Африки, тобто вся Америка та Австралія й Океанія, які часто також відносять до Нового Світу.

[88] **Королівство Дагомеї** – африканське державне утворення, що існувало протягом 280 років на узбережжі Західної Африки (починаючи з XVI).

XIX століттях, включаючи розширення регіонального контролю й успішну інтеграцію складної адміністративної ієрархії.

На початку XV століття фульбе, кочовий ісламський народ, розпочав мігрувати із західного Сахелю та до кінця XVI століття створили постійну присутність на півночі Камеруну.



Рис. 25. Генріх Мореплавець

Принц Генріх (Генріх Мореплавець) (1394–1460) – ініціатор доби великих географічних відкриттів, безпосередній куратор португальських мореплавців. Перший з європейців дослідив Центральну Атлантику, морські шляхи та острови вздовж узбережжя Західної Африки.

Наприкінці 1770-х і на початку 1800-х років фульбе завоювали велику частину територій, які є тепер північним Камеруном, і витіснили з цих теренів усіх немусульманських мешканців. Тут також активно розвивалася работоргівля.

У першій половині XIX століття британські місіонери активно здійснювали свою діяльність у Камеруні, протестуючи проти работоргівлі. Американські пресвітеріани[89] також посилали місіонерів. У результаті відбулася не лише християнізація Камеруну, а й впровадження європейської культури й освіти (Njeuma 1989).

[89] **Пресвітеріанство** – один із напрямків протестантської конфесії і особлива форма церковної організації.

У результаті «розділу Африки» на Берлінській конференції у 1885 році[90] Великобританія пред'явила свої права на частину узбережжя Гвінейської затоки, яке відповідає сучасній південній Нігерії.

Пізніше розпочалася масова європейська міграція й активне захоплення внутрішніх районів, особливо з кінця 1870-х років, коли став широко доступним хінін[91], який послаблював наслідки малярії. У цей час феодальний північ Камеруну знаходився під контролем імперії фульбе в Сокото (Нігерія), тоді як на півдні торгівля рабами трансформувалася на так звану законну торгівлю такими товарами як золото та слонова кістка з боку вождів прибережних зон, і тканина, метали, вогнепальна зброя та алкоголь з боку німецьких, французьких й британських торговельних компаній.

Камерун перебував під німецькою колоніальною залежністю з 1884 року. Під час Першої світової війни країна була поділена між Великою Британією і Францією.

У 1914 році розрізнені британські колонії в межах Нігерії були об'єднані в єдиний протекторат Нігерія. Єдина нігерійська нація так і не сформувалася. Країна була розділена на автономні регіони, відповідно до проживання народностей йоруба (на заході), хауса (на півночі) й ігбо (на сході). На базі домінуючих народностей були сформовані етнорегіональні партії.

З 1 жовтня 1960 року Нігерія здобула незалежність.

Французький Камерун також став незалежним у 1960, а в 1961 південна частина Англійського Камеруну об'єдналася з ним. Північна ж частина об'єдналася з Нігерією.

[90] **Берлінська конференція** – міжнародна конференція, що була скликана 15 листопада 1884 р. в Берліні й тривала до 26 лютого 1885 р. де обговорювалися питання розподілу Африки між європейськими державами.

[91] **Хінін** – природний алкалоїд, головний алкалоїд кори хінного дерева, що має жарознижувальні, антималярійні, анальгетичні (знеболюючі) та протизапальні властивості.

Природа…

Тектоніка та геологія

Починаючи з раннього мезозою[92] в Африці відбулися три фази рифтогенезу[93] пов'язані з різними фазами розпаду Гондвани[94]. Ці досить контрастні епізоди дозволили зрозуміти, з якою мірою тектонічні процеси проявлялися в межах африканської літосферної плити з супроводжуючою їх більш локалізованою механічною анізотропією[95] та загалом вплинули на рифтогенез регіону. Гравітаційне моделювання рифтових басейнів Нігерії і Східного Нігеру, здійснене Fairhead, Green (1989), продемонструвало ступінь і характер регіональної позитивної аномалії Бузі, пов'язаної з наявними рифтами. Виокремлення цієї залишкової регіональної аномалії дозволило визначити латеральну протяжність[96] і товщину мезозойських та кайнозойських відкладів у регіоні. Загалом стало відомо, що в східній частині Нігера існує великий басейновий комплекс із ділянками осадонакопичення товщиною понад 7 км, які добре узгоджуються з аеромагнітними даними[97]. Оцінка розширення земної кори вздовж рифтового басейну Східного Нігеру показує, що тут відбулося розтягування земної кори до 58 км, яке було викликане певною кількістю сіністральних[98] зсувних рухів, в межах грабена Бенуе, необхід-

[92] **Мезозой** – друга з трьох геологічних ер фанерозойського еону, що настала після палеозойської і змінилася кайнозойською ерою. Настала 252,17±0,06 млн років тому, тривала 186 млн років.

[93] **Рифтогенез** – процес виникнення та розвитку в земній корі смугоподібних зон горизонтального розтягу планетарного масштабу.

[94] **Гондвана** – гігантський древній гіпотетичний континент, що існував у Південній півкулі протягом палеозою і частково в мезозої.

[95] **Анізотропія** – відмінне значення фізичних властивостей гірських порід і мінералів по різних напрямках. Характерна для шаруватих гірських порід, а також для порід з нерівномірною структурою, за умови, що шари або зерна мінералів, які чергуються мають різні фізичні властивості

[96] **Латеральна протяжність** – поширення товщ гірських порід в горизонтальному напрямку.

[97] **Аеромагнітна зйомка** – метод вимірювання напруженості геомагнітного поля з літака. Проводиться для тектонічного районування, геологічного картування, пошуків родовищ корисних копалин.

[98] **Сіністральні та декстральні рухи** – в окремих наукових галузях є двома типами хіральності (відсутність симетрії відносно правого та лівого напрямків). Терміни отримані з латинських слів «sinistram» – лівий та «dextra» – правий.

них для повноцінного розвитку рифту в Східному Нігері. Подібна геометрія рифтових рухів і розтягувань спостерігається і в інших місцях рифтової системи Західної та Центральної Африки. Це переконливо свідчить, що крейдяний період був важливим часом для тектонічного розвитку регіону (рис. 26). Диференційоване відкриття Центрального та Південного Атлантичного океанів під час крейдяного періоду можуть пояснити потужні зсувні події та пов'язані з ними утворення рифтових басейнів у Західній, Північній і Центральній Африці, які призвели до формування потужних континентальних осадових басейнів, на відміну від тих, які пов'язані з сучасною східно-африканською рифтовою системою.

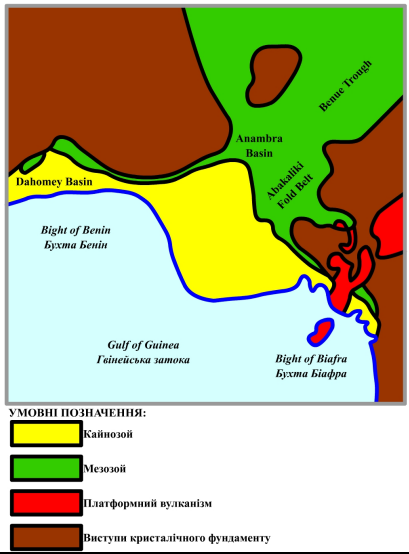


Рис. 26. Геологічна карта Регіону Гвінейської затоки (Oyedele, Adeyemi 2009)

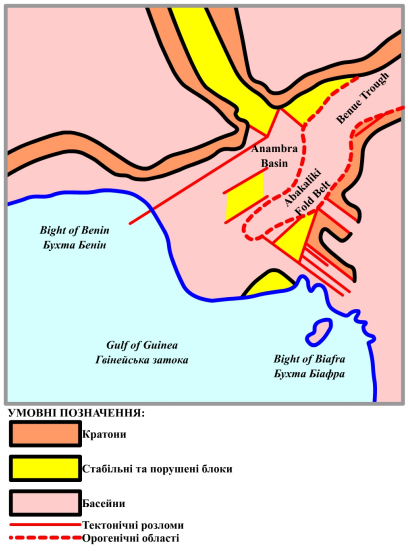


Рис. 27. Тектонічна карта регіону Гвінейської затоки (Ekine, Onuoha 2010)

Тектонічний розвиток грабена Бенуе в Нігерії спричинений підняттям магматичного купола та вторгненням інтрузивної ма-

гми в кору, а також послідовним розтягуванням і потоншанням кори (рис. 27). Ofoegbu (1984) вважає, що це наслідок подій з циклічно повторюваними структурними деформаціями пластів гірських порід між окремими циклами магматичних вторгнень.

Головною особливістю регіону Центральної Африки є так звана Камерунська лінія, яка являє собою серію горстів і грабенів континентального рифту та зони мегазсуву. Тут спостерігається приблизно 60 анорогенних магматичних комплексів[99] та понад десять вулканічних центрів (Moreau et al. 1987).

Клімат

Згідно з класифікацією кліматів Кеппена в північній частині Гвінейської затоки в Беніні та центральній частині Нігерії клімат тропічний з сухою зимою і дощовим літом (Aw). На півдні Нігерії він змінюється на мусонний клімат (Am) і в межах південно-східної частини Гвінейської затоки в Камеруні та бухті Біафра на екваторіальний (Af) (рис. 29).

Загалом сезонність визначається африканським мусоном, який поступово посилюється з півночі на південь. У північних регіонах Гвінейської затоки, в районі Сокото, Кано та Майдугурі, сезон дощів триває всього чотири місяці – з червня по вересень. У центральній частині з квітня по жовтень, а на півдні, в районах Лагоса, Бенін-Сіті та Порт-Харкорт, триває з березня по жовтень; і, нарешті, на південному сході, який є найвологішим районом – триває з березня по листопад.

Річна кількість опадів на півночі Гвінейської затоки не перевищує 1000 мм. У центральних частинах коливається від 1500 мм до 2000 мм і на південному сході, в окремих районах, перевищує 3000 мм (рис. 28а). Завдяки значній диференціації опадів рослинність кардинально варіюється – на півночі перемінно-

[99] **Анорогений магматизм** – це утворення, вторгнення у верхні шари кори або виверження магми, яке не пов'язане напряму з орогенезом. Анорогенний магматизм протилежний орогенному, який виникає на межі конвергенції літосферних плит, де відбуваються континентальні зіткнення.

вологі ліси змінюються на напівпосушливу савану, водночас на півдні в дельті Нігера та прибережних районах поширені мангрові зарості. Далеко на півночі, особливо на крайньому північному сході, в районі озера Чад, кількість опадів знижується до 500 мм (Omonijo, Matzarakis, 2011).

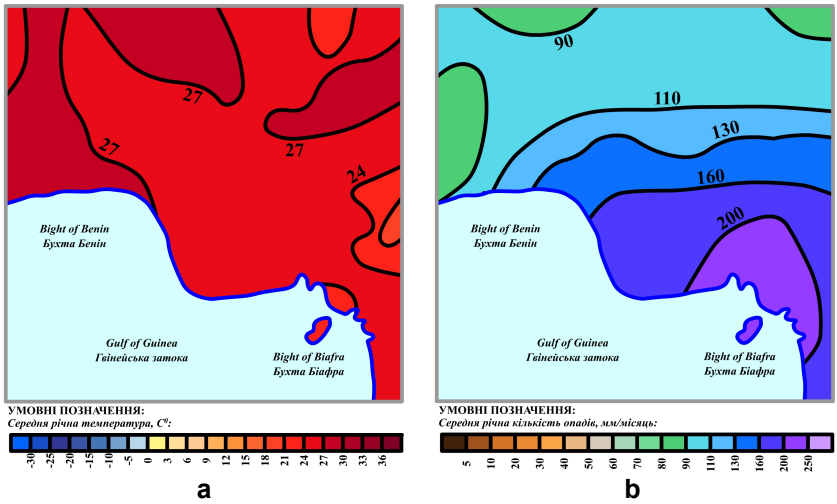


Рис. 28. Розподіл середніх річних температур (a) та середньої річної кількості опадів (b) у регіоні Гвінейської затоки (1961–1990)
(New et al. 1999)

Температури, подібно до опадів, також помітно змінюються в залежності від типу клімату. На півночі зима тепла і суха – протягом дня температури сягають +40 °C, але вночі зазвичай істотно знижуються. Інколи, в північних горбистих районах, може похолодшати до 0 °C. До лютого температури поступово підвищуються у всіх внутрішніх районах і максимальних значень досягають починаючи з березня по травень, коли температура легко може досягти +40 °C (рис. 28b). Навпаки, на півдні підвищення температури дещо обмежене завдяки океанічному

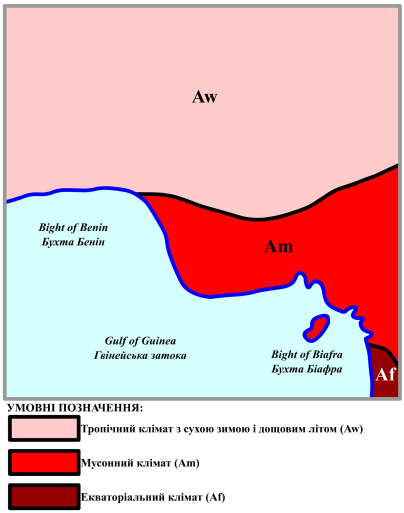


Рис. 29. Клімати регіону Гвінейської затоки
(Beck et al. 2018; Холявчук 2019)

впливу, що призводить до інтенсифікації опадів та поступового їх зміщення на північ. У червні спостерігається найвища кількість опадів, коли під ними перебуває увесь регіон. В області, куди втручається вологий фронт, стикаючись з повітряною масою гарячого та сухого повітря, інколи можуть утворюватися невеликі смерчі (торнадо)[100]. З червня по вересень повітря вологе – у всьому регіоні Гвінейської затоки спостерігається підвищена хмарність, температура незмінна й скрізь не перевищує +28–30 °С. Денні температури дещо нижчі, ніж взимку, проте відносна вологість вища.

Останнім часом у різних частинах регіону Гвінейської затоки були зареєстровані потужні та тривалі погодні й кліматичні екстремальні явища, що призвело до значних соціально-економічних наслідків. Погодні явища, що впливають на клімат регіону, спричинені рухами в екваторіальній конвергентній зоні[101] (ЕКЗ) на північ і південь, а також змінами в баричних системах, що викликані двома різними режимами вітру в північному й південному напрямках від ЕКЗ (Okoloye et al. 2013). Серед таких явищ переважають епізоди з інтенсивними повенями й

[100] **Смерч (торнадо)** – стрімкий вихор з розмірами до 50 км по горизонталі та до 10 км по вертикалі, з швидкістю вітру понад 33 м/с, який витягується від купчасто-дощової хмари до поверхні води або землі.
[101] **Екваторіальна конвергентна зона** – пояс низького тиску (близько 750 мм рт. ст.) розташована вздовж екватора Землі.

посухами, які, починаючи з 1960-х років, призвели до збільшення площ пустель на північ від Гвінейської затоки. Спостерігаються й аномальні відхилення від багаторічних трендів опадів й температур.

Органічний світ

В регіоні Гвінейської затоки чітко викреслюються шість груп ґрунтів, які дугоподібними смугами змінюють одні одних із віддаленням від узбережжя:

– ***мангрові*** *– займають доволі широкі узбережні смуги в центральній частині Гвінейської затоки, в районі дельти річки Нігер;*
– ***чорні тропічні*** *– поширені невеликим ареалом на узбережній частині Беніну та Того;*
– ***червоно-жовті фералітні[102] вологих екваторіалних лісів*** *– охоплюють території на північ від затоки та простягаються широкою смугою в глиб континенту в східному напрямку;*
– ***алювіальні*** *– характерні для нижньої частини долини річки Нігер і його лівої притоки Бенуе;*
– ***червоні фералітні вологих саван*** *– поширені на північ від Гвінейської затоки;*
– ***червоно-бурі сухих сава****н – займають найбільш віддалені регіони від Гвінейської затоки в північно-східному напрямку.*

Приблизно третина регіону знаходиться під землями, придатними для сільського господарства будь-якого типу (Phillips, Gritzner 2009). Більшість придатних територій використовується

[102] **Фералітні ґрунти** – ґрунти вологих вічнозелених лісів, що формуються при промивному водному режимі на фералітних корах вивітрювання (глибоко перетворених процесами вивітрювання ґрунтотвірних породах, багатих оксидами заліза й алюмінію).

для випасу худоби. Лише 3% загальної площі регіону зайнято під постійні посіви. Одна з причин, чому так мало земель перебуває в сільськогосподарському обігу, – те, що тропічні ґрунти, як відомо, малородючі. У центральній частині регіону з достатнім зволоженням ґрунти піщані, болотисті та сильно вилугувані й позбавлені поживних речовин. На північ, у районі савани, ґрунти також вилугувані, часто перетворюються в латеритні[103], червоні ґрунти, які практично неможливо обробляти. Пустельні ґрунти, поширені на північ від Гвінейської затоки, родючі, проте врожайність залежить від наявності води для зрошення.



a **b**

Рис. 30. Типові рослинні зони узбережжя Гвінейської затоки – мангри (a) та вологі тропічні ліси (b)

Рослинний покрив і тваринне населення регіону Гвінейської затоки безпосередньо залежать від кліматичних умов. Завдя-

[103] **Латеритні ґрунти** – ґрунти екваторіальних і вологих тропічних лісів, які характеризуються низьким вмістом кремнезему, високим вмістом алюмінію та заліза, мізерним вмістом лугів, кислою реакцією, низькою катіонною та високою аніонною поглинальною здатністю.

ки тропічним умовам ключовим чинником, який впливає на життя рослин, є вологість, а не опади.



a



b

Рис. 31. Типові представники тваринного населення узбережжя Гвінейської затоки – лісовий слон *(Loxodonta cyclotis)* (a) та західно-африканський жираф *(Giraffa camelopardalis peralta)* (b)

Донедавна вважалося, що в регіоні проживає 205 ендемічних видів рослин. Проте нові дані, отримані Borokini (2014), свідчать лише про 91 вид, що належать 44 сімействам. До того ж сімейства маренових *(Rubiaceae)* входить найбільша кількість видів. Цей список доповнюють 23 деревних види, 26 трав'янистих, 22 кущових, 14 епіфітів[104], зокрема орхідей тощо.

Природна рослинність характеризується різкою зміною видового складу з півдня на північ. З огляду на біогеографічні особливості, тут можна виділити п'ять основних рослинних зон:

[104] **Епіфіти** – рослини, що ростуть на інших рослинах – стовбурах і гілках дерев, використовуючи їх як опору. Серед них найпоширеніші деякі водорості, лишайники, тропічні орхідеї, бромелії. Епіфіти при цьому отримують поживні речовини з довкілля, а не з субстрату, на якому існують – тобто не є паразитами.

– *уздовж атлантичного узбережжя та на більшій частині дельти річки Нігер переважають* ***прибережні мангрові зарості й прісноводні болота*** (рис. 30a). *Місцеві болота – це області, в яких дерева ростуть у стоячій воді;*

– *рухаючись вглиб материка всього на кілька миль, ця зона різко змінюється справжнім* ***тропічним дощовим лісом*** (рис. 30b). *Тропічний ліс є домівкою для багатьох сотень видів дерев. Значна їхня частина має промислову цінність, наприклад деякі види червоних дерев, олійні пальми тощо. Значна частина первинних тропічних лісів зазнала серйозних змін у результаті діяльності людини, серед яких наймасштабніші – розчищення земель для сільськогосподарських цілей. Ліси Гвінейської затоки формують величезне видове різноманіття тваринного світу. Тут водяться лісові слони* (рис. 31a)*, шимпанзе, горили, крокодили, бегемоти, ящери та різноманітні антилопи. В річках є незліченні різновиди риб, а в повітрі така ж різнобарвна й різноманітна кількість птахів. Характерні для екосистем вологого тропічного лісу й численні види плазунів і комах;*

– *території на північний-схід від узбережжя Гвінейської затоки зайняті так званим* ***середнім поясом****. У цій зоні формуються змішані лісові та високорослі саванові екосистеми. Серед деревних видів рослин тут поширені баобаби, зонтичні акації, пальми та інші види, які ростуть відособлено посеред високих трав. Вегетація дерев у цьому середовищі відбувається під час вологого сезону, але всі вони цілком здатні перенести період багаторічних посух. Пожежі відіграють надзвичайно важливу роль у створенні ландшафтів саван. Щороку протягом сухого сезону великі простори саван навмисно спалюються. Це сприяє*

*розвитку свіжої генерації трав, на яких може пастися худоба. Більшість деревних видів рослин у цій зоні виражені піроф*іти[105]*. Типові представники тварин у зоні – західно-африканський жираф* (рис. 31b)*, гієни, антилопи та леви;*

– у міру просування на північ умови стають посушливіші, а видова різноманітність різко зменшується. Високі трави зникають і їх поступово змінюють ***степові луки й формації поодиноких, низькорослих дерев****;*

– в безпосередній близькості від басейну озера Чад переважають ***пустельні та напівпустельні*** *умови.*



[105] **Піроф**і**ти** – група рослин, стійких до впливу вогню.

1.4. ЧЕРВОНЕ МОРЕ, БАБ-ЕЛЬ-МАНДЕБСЬКА ПРОТОКА, ЗАТОКИ СУЕЦЬКА, АКАБСЬКА І АДЕНСЬКА

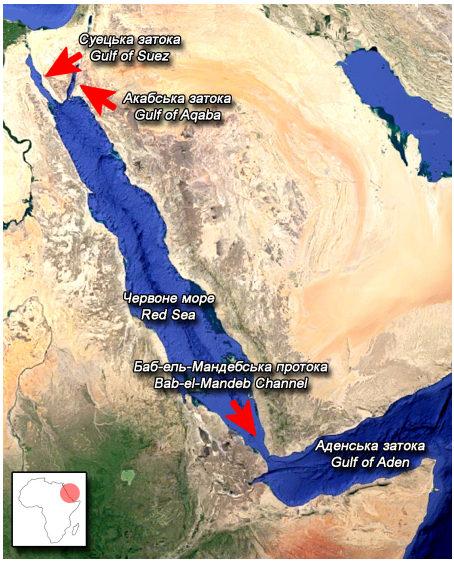


Рис. 32. Червоне море, Баб-ель-Мандебська протока, затоки Суецька, Акабська і Аденська (Google Earth)

Акваторія – Суецька – Червоне море; Акабська – Червоне море; Червоне море (через Баб-ель-Мандебську протоку) – Аденська затока; Аденська затока – Аравійське море
Географічний центр – Суецька – 28°45'00" пн.ш. – 33°00'00" сх.д; Акабська – 28°41'10" пн.ш. – 34°41'44" сх.д; Червоне море – 21°08'45" пн.ш. – 38°06'02" сх.д; Баб-ель-Мандебська – 12°36'47" пн.ш. – 43°20'55" сх.д; Аденська – 12°32'45" пн.ш. – 48°08'44"
Максимальна глибина – Суецька – 85; Акабська – 1828; Червоне море – 2211; Баб-ель-Мандебська – 220; Аденська – 4525
Максимальна довжина – Суецька – 290 км; Акабська – 175; Червоне море – 1932; Баб-ель-Мандебська – 109; Аденська – 890
Максимальна ширина – Суецька –55 км ; Акабська – 29; Червоне море – 360; Баб-ель-Мандебська – 90; Аденська – 300

З історії…

Червоне море – одне з перших морів, які згадуються у документованій історії. Проте воно використовувалося як судноплавний простір незрівнянно менше, ніж Середземне в той же час. У ІІІ тисячолітті до н.е. судноплавство вже сформувалося в Східному Середземномор'ї. Торговельні шляхи були прокладені між Єгиптом та Ліваном, а пізніше між Критом і Грецією та загалом сягало крайньої західної периферії моря. Судноплавству в Середземномор'ї сприяли численні острови та посічені береги, вітровий режим, численні поселення-порти, де кораблі могли поновити запаси води та продовольства, і які, до того ж, створювали можливості для розвитку торгівлі вздовж узбережжя.

У Червоному морі таких умов не було. Його береги були безплідні – без населених пунктів і джерел поповнення прісної води. Значна частина берегів моря досить стрімкі та впритул підступають до узбережжя. Вони ставили серйозною перепоною для проникнення у внутрішні частини Африки й Аравійського півострова. Перші спроби подорожей Червоним морем з використанням веслувальних човнів видавалися надзвичайно важкими через сильну спеку та вологість, оскільки вітри і течії в Червоному морі та Аденській затоці унеможливлювали використання примітивних вітрил. Доступ до берегів ускладнювався й кораловими рифами. Вздовж окремих частин африканського узбережжя навігація була дещо сприятливіша – ланцюги рифів тут проходять уздовж берега на відстані кількох кілометрів від суходолу, тим самим залишаючи відносно безпечну морську смугу. Особливо небезпечною навігація була в Суецькій та Акабській затоках, через потужні вітри (Lapidoth 1982).

На відміну від Середземномор'я, поселення на узбережжі Червоного моря, з якими могла б розвиватися торгівля, були надзвичайно рідкісними, тому зазвичай кораблям доводилося пливти через усе море. Наприклад, єгипетські судна подорожу-

вали через Червоне море до Пунту[106]. Ці експедиції були зафіксовані з кінця III тисячоліття до н.е. Найвідоміші плавання зафіксовані за часів правління Хатшепсут у XV столітті до н.е (рис. 33).



Рис. 33. Хатшепсут

Хатшепсут (роки правління приблизно з 1479 по 1458 рік до н. е.) – п'ятий фараон Вісімнадцятої династії Стародавнього Єгипту. Більшістю єгиптологів Хатшепсут вважається найуспішнішою з жінок-фараонів Єгипту.

Зважаючи на складну навігацію в Червоному морі, більшість купців віддавала перевагу наземному шляху від Індійського океану до Середземномор'я. Цей маршрут перетинав увесь Аравійський півострів із півдня на північ. Через нього дорогоцінні парфуми, прянощі, слонова кістка, тварини та рідкісні птахи, доставлені кораблями з Індії та Східної Африки, потрапляли до Південної Аравії, звідки по суші їх перевозили до Середземномор'я.

Однак цей торговельний шлях не міг задовольнити всі потреби Єгипту, оскільки був досить віддаленим від його території і загалом подорожі через Аравійський півострів займали чимало часу. Тому Єгипет поступово розвинув свою морську присут-

[106] **Пунт** – Земля богів. Пунт, орім Єгипту, вів торгівлю з Аравією і, ймовірно, був розташований на Африканському Розі (Сомалійський півострів). Однак суперечки щодо розташування Пунту тривають досі, оскільки єгипетські джерела з усією точністю повідомляють лише той факт, що Пунт знаходився на південному узбережжі Червоного моря.

ність у Червоному морі, незважаючи на описані вище труднощі. Для зменшення наслідків небезпечного судноплавства, особливо в північній частині Червоного моря, на півдні Єгипту був побудований порт на тому місці, де сьогодні розташоване портове місто Ель-Кусейр[107]. Звідти товар доставлявся суходолом до Луксору[108], а потім річкою Ніл до портів Середземномор'я. Щоб полегшити зв'язок між Червоним морем і внутрішніми єгипетськими землями, фараон 12-ї династії Сесостріс II[109] прокопав канал від річки Ніл до Гірких озер. Протягом тривалої історії Єгипту канал неодноразово занепадав і знову відновлювався кілька разів.

Єгипет не був єдиною державою, яка освоювала Червоне море. Згідно зі Старим Заповітом, цар Соломон, правитель стародавнього Ізраїлю, будував кораблі, які направляв на допомогу своїм союзникам фінікійцям до віддаленого Офіру[110] з порту Езьон-Гебер, що розташований в Акабській затоці (рис. 34). Ці плавання тривали близько трьох років. Очевидно, що суднам доводилося зупинятися в різних місцях Червоного моря в очікуванні на сприятливі вітрові умови та течії. У їхніх плаваннях вдавалося використовувати лише спеціальні судна, відомі як Таршишські кораблі[111]. В обмін на злитки міді з Ізраїлю вони привозили назад золото, перли, прянощі, а також незвичних тварин.

---

[107] **Ель-Кусейр** – єгипетське місто на березі Червоного моря. Знаходиться за 130 км на південь від Хургади і в 103 км північніше Марса-Алама.

[108] **Луксор** – Луксор одне з найдавніших міст у світі. Адміністративний центр мухафази Луксор. Знаходиться за 640 км від Каїра.

[109] **Сесостріс II** – цар стародавнього Єгипту (роки правління 1844–37 до н. е.). Мирно експлуатував Нубію – південну територію Єгипту. Започаткував розвиток Аль-Файюма – великої оазисоподібної депресії на захід від річки Ніл і на південний захід від Каїра.

[110] **Офір** – під Країною Офір зазвичай розуміють Ефіопію, Ємен, Індію, Південну Африку (Зімбабве).

[111] **Таршишський корабель** – у стародавніх євреїв і фінікійців тип корабля. Назва походить від міста Таршиш, плавання в яке з Ерец-Ізраель тривало дуже довго. Це судно було достатньо великим і могло перевозити важкі вантажі й людей на значні відстані. Вперше подібні судна у євреїв згадуються за часів Соломона.

Можливо, один із таких флотів привіз царицю Савську[112]. Цар Йосафат[113], через кілька поколінь також намагався відправити кораблі на південь, але вони були знищені в Акабській затоці.

Фінікійці повторно з'явилися в Червоному морі наприкінці XVII ст. до н. е. за часів фараона Нехо II[114]. На його запрошення, фінікійські моряки пройшли весь шлях через Червоне море. Є неоднозначні свідчення того, що вони, можливо, пливли навколо всього Африканського континенту (Lloyd 1977).



Рис. 34. Цар Соломон

Соломон – третій єврейський цар, правитель об'єднаного Ізраїльського царства в період його найвищого розквіту. Син царя Давида та Вірсавії. Соломона вважають автором таких творів Біблії, як Книга приповістей Соломонових, Книга Екклезіястова (або Проповідника), Пісня над піснями, а також декількох псалмів.

Поступове падіння Єгипту та розквіт Персії сприяли проникненню греків у Червоне море. Александр Великий хотів з'єднати Південне море із Середземним та Червоним морями, але його рання смерть завадила здійсненню цих планів (рис. 35). Яскраві перемоги Александра поклали край верховенству фінікійців у морях і відкрили всьому тодішньому світу грецьке мореплавство. Хоча точне призначення кораблів, які борознили

[112] **Цариця Савська** – легендарна правителька аравійського царства Саба, чий візит в Єрусалим до ізраїльського царя Соломона описаний в Біблії. Її ім'я в Біблії не згадується. У пізніших арабських текстах вона зветься Балкіс, а в ефіопських легендах – Македа.

[113] **Цар Йосафат** – четвертий цар Юдейського царства, син та наступник царя Аси.

[114] **Фараон Нехо II** – час правління приблизно в 610–595 рр. до н. е.

Червоне море у стародавні часи й залишається до кінця не з'ясованим, достовірно відомо, що в елліністичний період судна прокладали свій шлях до Індії. Після його смерті Птолемеї[115] продовжили розширення судноплавства в Червоному морі й створили низку портів на його західному узбережжі. Ймовірно, що єгипетські кораблі заходили лише до портів південної Аравії, де товар перевантажувався на інші судна, що прямували далі до Індії (Alpers 2014).



Рис. 35. Александр Великий (Македонський)

Александр Великий – дев'ятнадцятий цар Македонії. Геніальний полководець, видатний адміністратор і політик. Засновник великої та потужної держави, що охоплювала Македонію, Грецію, завойовані Перську імперію та Єгипет.

Після римського завоювання Єгипту торгівля з Індією та Аравією через Червоне море досягла нових вершин. Під час правління імператора Тиберія, грецькі купці та моряки розмістили порти нашляху до Індії з врахування мусонів, що значно полегшило плавання з Суеца до гирла Інду. Повідомлялося, що в 21 році н.е. торговельні відносини між Римською імперією та Індією досягли обсягу в 120 плавань на рік. Завоювання римлян, сприяло заснуванню на півдні Аравії кількох укріплених насе-

[115] **Птоломеї** – царська династія, що правила елліністичним Єгиптом в IV– I століттях до н. е. Заснована Птолемеєм I, сином Лага, полководцем Александра Великого.

лених пунктів, які додатково гарантували безпеку судноплавства.

Падіння римської могутності в регіоні Червоного моря, економічний занепад і загальне послаблення безпеки призвело до швидкого виходу європейських моряків з Червоного моря та Індійського океану. Їхнє місце зайняли араби, ефіопці та китайці. Арабські завоювання в VII столітті н.е. розірвали зв'язок між Європою та Індійським океаном, хоча торгівля продовжувала процвітати між портами на узбережжях Аравії та Перської затоки. З відродженням Єгипту під час правління Фатімідів у IX столітті були докладені зусилля для відновлення торгівлі через Червоне море. Ними використовувалися невеликі кораблі з доброю маневреністю, які переправляли товари через Аденську затоку, а пізніше через Джидду[116].

У період хрестових походів торгівля в Середземномор'ї зростала. Налагодилася співпраця між італійськими містами, кораблі з яких плавали в Середземномор'ї, та арабами, які бороздили води Індійського океану. Хоча хрестоносці й не просунулися вздовж Червоного моря, вони завоювали в 1115 р. північну частину Акабської затоки та острів Фараонів. Ними було побудовано дві фортеці, які призначалися для стягнення плати за каравани паломників, що перетинали цю територію на шляху з Єгипту до Мекки[117].

Після відступу хрестоносців єгипетське судноплавство в Червоному морі відновилося, особливо після того, як маршрут через Перську затоку був паралізований завоюванням Іраку мо-

[116] **Джидда** – місто на заході Саудівської Аравії. Засноване наприкінці VII століття до н. е. вихідцями з Маріба.

[117] **Мекка** – найвідоміше місто Саудівської Аравії, розташоване в провінції Мекка за 72 км від узбережжя Червоного моря на схід від Джидди і приблизно 485 км на південь від Медіни в історичній місцевості Хіджаз.

нголами та падінням (наприкінці XIV століття) «Шовкового шляху»[118] між Китаєм і Константинополем.

У XV столітті торговий союз між Єгиптом і Венецією значно посилив плавання в Червоному морі.

У XVI ст. відбулися важливі зміни в Червоному морі. Єгипет завоювали турки в 1517 році, а португальці, виявивши шлях до Індійського океану навколо Африки, завоювали практично всі арабські міста в цьому районі, крім Адена. В результаті, торгівля в Червоному морі майже припинилася аж до кінця XIX ст., за винятком експорту кави з портового міста Моха, що в Ємені.

Окрім важливої регіональної функції торгового шляху, Червоне море також забезпечувало швидкий доступ до Мекки численним паломникам. Однак більшість з них віддали перевагу безпечнішому наземному маршруту, за винятком тих, які мандрували з Судану і які раніше пливли з порту Суакін до Джидди, долаючи відстань близько 300 кілометрів.

Завдяки двом технологічним змінам – будівництву Суецького каналу та винаходу пароплава – Червоне море немовби ожило у другій половині XIX ст. Канал миттєво перетворив Червоне море на один із найжвавіших морських шляхів світу. Він став своєрідними «рятувальним кругом» для Британської імперії, адже був швидким шляхом, що пов'язував Великобританію з її колоніями в Індії та на Далекому Сході. Крім того, пароплавство в Червоному морі не було вразливим до вітрів, течій і мусонів. Проблеми з водопостачанням та вугіллям розв'язалися внвслідок створення заправних станцій у Порт-Саїді та на острові Перім у Баб-ель-Мандебській протоці.

Початок роботи каналу та поява пароплавів також вплинули на рух паломників. Тепер абсолютна більшість з них надавала перевагу морському шляху до Джидди. Завдяки цьому сфор-

[118] **Шовковий шлях** – найвідоміший торговельний маршрут старожитності, що виник у перші сторіччя до нашої ери. Ним товари з Китаю потрапляли до Східної та Західної Європи, Близького Сходу, Північної Африки.

мувався великий карантинний табір на західному березі Синайського півострова. Однак турки прагнули розвинути наземний шлях і почали будувати залізницю Хіджаз. Британія в той час практично керувала Єгиптом як і каналом, а тому змусила Туреччину в 1906 р. погодитися перенести східний адміністративний кордон Єгипту далі на схід – до лінії, що пролягає від міста Рафах, що на середземноморському узбережжі, до міста Таби, яке розташоване в декількох кілометрах на захід від Акабської затоки. Отже, Синай опинився практично під британським контролем.

У XX ст. Червоне море дійшло до зеніту свого значення, оскільки нафта поступово витіснила вугілля з промисловості, виробництва електроенергії та транспорту в Європі й Америці. З кожним роком росла кількість танкерів, які проходили Червоним морем від Перської затоки через Суецький канал. Однак через закриття каналу в 1956–1957 роках та в 1967–1975 рр. Червоне море знову почасти втратило своє значення для міжнародного судноплавства. Нові супертанкери, які споживали незначну кількість палива, транспортували нафту, огинаючи Африку з півдня. Проте Червоне море зберегло своє значення як вихід до Індійського океану прибережних держав. Головною причиною двох війн між Ізраїлем та арабськими державами в 1956 та 1967 роках було право виходу до Індійського океану через Червоне море.

З моменту повторного відкриття Суецького каналу в 1975 р. рух через Червоне море постійно зростав. Єгипет виконав важливі роботи для його поглиблення, що дало можливість великим кораблям проходити ним. Це привело до збільшення трафіку в Червоному морі й Аденській затоці.

Отже, на Червоному морі спостерігалися періоди як відносного спокою, так і великої активності, залежно від технічних можливостей судноплавства, сформованих моделей торгівлі, можливостей Суецького каналу, наявності альтернативних маршрутів і місцевої або глобальної політики.

Природа…

Тектоніка та геологія

У геологічному сенсі Червоне море – океан. Незважаючи на його масштаби, особливості природи морської улоговини та нинішнього розуміння процесів, що відбуваються у земній корі, спонукають так вважати.

Червоне море й Аденська затока – це активна морська рифтова система, яка не має аналогів у світі. Інтерес до цієї системи лише зростає протягом останніх десятиліть, оскільки вони надзвичайно важливі для розуміння природи головних механізмів руху тектонічних плит та пов'язаної з ними сейсмічності, а також осадовими басейнами, які можуть мати важливе значення щодо використання потенційних вуглеводневих і залізорудних корисних копалин. Окрім того, система рифтів Червоного моря й Аденської затоки охоплює близько 20° широти, що сприяє вивченню минулих кліматичних змін завдяки особливо потужним осадовим товщам (Purser, Bosence (Eds.) 2012).

Протягом останніх років програма Європейського співтовариства «SCIENCE» профінансувала декілька дослідницьких проектів, спрямованих на поглиблення розуміння рифтових систем Червоного моря й Аденської затоки. Починаючи з 1988 по 1994 роки реалізовано чотири проєкти, які посилили співпрацю між незалежними дослідницькими командами та забезпечили мобільність дослідників, тим самим сприяючи кращому розумінню природи системи рифтів.

Специфіка Аденської затоки та Червоного моря – це чудовий полігон для пізнання осадових процесів у рифтових системах як цього регіону, так і в інших подібних місцях нашої планети.

Океанічний хребет Карлсберг у північно-західній частині Індійського океану сформувався приблизно 70 мільйонів років тому. Як і для більшості подібних хребтів, для нього характерні

вузькі рифтові долини з крутими схилами. Ці тріщини, очевидно, є зонами розтягування, в яких земна кора стоншується, оскільки по обидва боки від них відбувається її розсування.

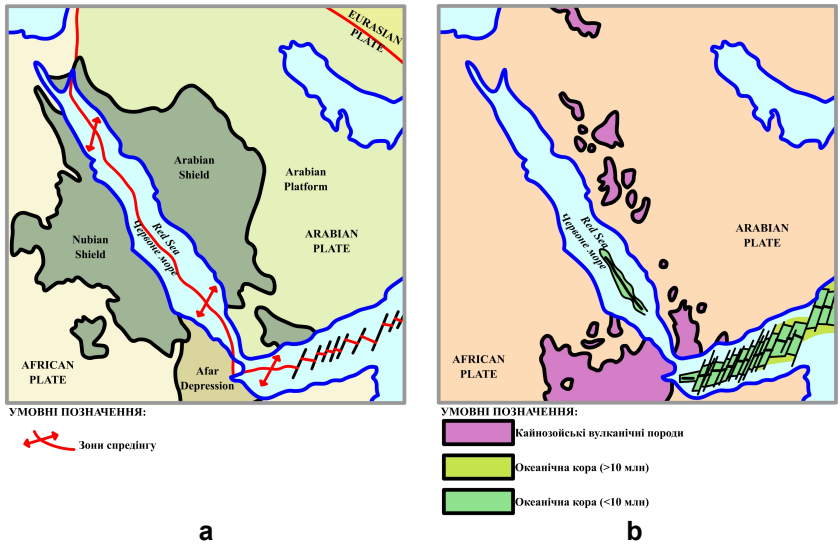


Рис. 36. Основні тектонічні структури регіону Червоного моря й Аденської затоки (a) та тектонічні особливості Великої рифтової системи Червоного моря та Аденської затоки (b) (Rasul, Stewart 2015)

Системи паралельних тріщин закладаються під прямими кутами щодо загального простягання хребта. Продовження розлому Карлсберга та сам хребет можна простежити через зону Оуена в Аденську затоку та Червоне море. Звідти одна його гілка продовжується на північ до Сирії, утворюючи рифт Мертвого моря, а інша – на південь, через Афарську улоговину й Ефіопію, формуючи східно-африканську рифтову систему, яка загалом простягається до Замбезі. Разом ці дві гілки формують складну зону розломів завдовжки майже 5800 км (Edwards 2013).

Оскільки Червоне море простягається вздовж осі головного рифта, воно по праву вважається продовженням серединно-океанічного хребта Індійського океану і, по суті, океану, що зароджується (рис. 36). У Східній Африці сучасні рифтові рухи незначні, тоді як у Мертвому морі представлені значним бічним ковзанням окремих блоків.

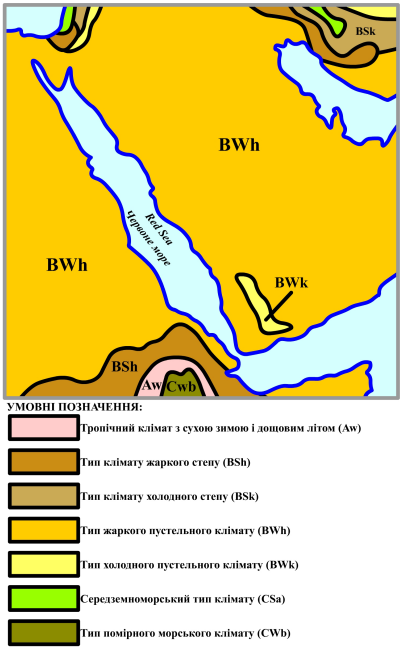


Рис. 37. Клімати регіону Червоного моря й Аденської затоки
(Beck et al. 2018; Холявчук 2019)

Клімат

Червоне море разом із Аденською затокою розташовані у межах жаркого пустельного клімату (BWh) (рис. 37). Клімат поступово змінюється з просуванням на південь в напрямку Ефіопського нагір'я. Спершу на клімат жаркого степу (BSh), потім на тропічний із сухою зимою і дощовим літом (Aw) і врешті-решт на помірний морський клімат (Cwb). У північному напрямку також відбуваються суттєві зміни типу клімату – на узбережжі Середземного моря він набуває рис середземноморського типу (CSa). Специфіка клімату визначається ізольованістю (особливо в Червоному морі) від океану. Підвищення Ханіш, розташоване приблизно на 100 км північніше від Баб-ель-Мандебської протоки з мінімальною глибиною лише 137 м, відрізає Червоне море ще і від течій Індійського океану, що викликає незначні прояви припливів. Той зв'язок із океаном, який існує наразі, все ж зумовлює певний водообмін. Однак це насті-

льки повільний процес, що займає близько 6 років для оновлення поверхневих вод і до 200 років для оновлення всього об'єму Червоного моря (Maillard, Soliman 1986; Sheppard et al. 1992).

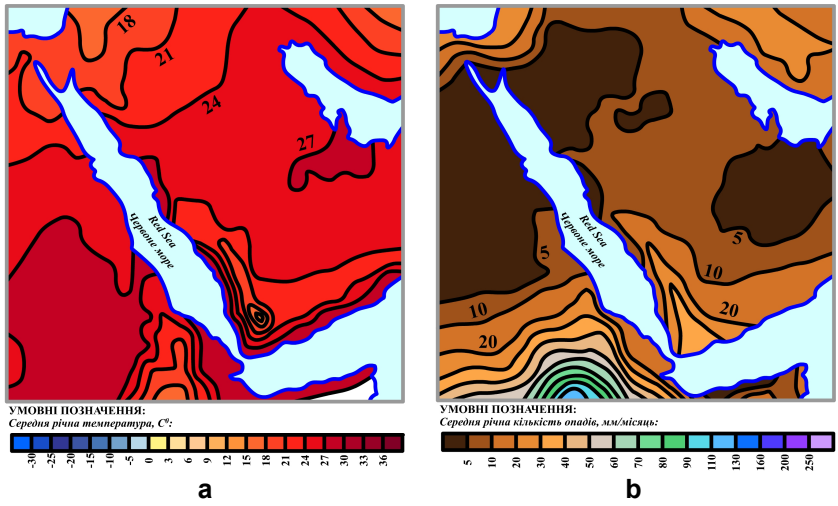


Рис. 38. Розподіл середніх річних температур (a) та середньої річної кількості опадів (b) у регіоні Червоного моря й Аденської затоки (1961–1990) (New et al. 1999)

Температура теплих і дуже теплих поверхневих вод у всіх частинах басейну Червоного моря реєструється та змінюється сезонно між +22 і 32 °C. Влітку середня температура на півночі становить близько +26 °C, а на півдні +30 °C. Температурні коливання варіюють в межах лише 2–4 °C і здебільшого характерні для зимового періоду (рис. 38a). Однак у лагуні Шойба зафіксовані температури, що сягають +34 °C. Висока температура поверхневих вод і висока засоленість, які характерні для Червоного моря, роблять його одним із найгарячіших і найсолоніших морів у світі (Belkin et al. 2009).

Найменша кількість опадів спостерігається у північній частині Червоного моря, де протягом року вона не перевищує 10 мм. Інтенсивність опадів збільшується у північному та південному напрямку і максимуму сягає на північних схилах Ефіопського нагір'я, де річна кількість становить подекуди 1500 мм (рис. 38b).

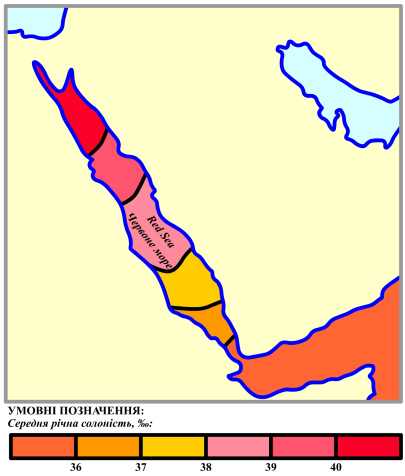


Рис. 39. Солоність Червоного моря й Аденської затоки (Mezger et al. 2016)

Солоність Червоного моря щонайменше на 4‰ більша за середні показники Світового океану (рис. 39).

Через високе випаровування та мізерну кількість опадів, солоність поверхневих вод коливається від 36,5‰ поблизу Баб-ель-Мандебської протоки до 40–41‰ на північній периферії Червоного моря (Alraddadi 2013). У лагуні Шойба зафіксована солоність, яка подекуди сягає 52‰. Підвищення солоності у північному напрямку викликано високою швидкістю випаровування та змішуванням поверхневого шару з менш солоними водами Аденської затоки та більш солоними глибинними водами внаслідок апвелінгу[119]. Солоність на всіх широтах зазвичай вища влітку із середньорічними відхиленнями 0,5–1‰ (Morcos, Abdallah 2012).

Клімат Червоного моря визначається двома чіткими сезонами мусонів: Північно-східний мусон і Південно-західний му-

[119] **Апвелінг** – підйом глибинних вод у верхні шари океану. Зазвичай це явище виникає при дії згінних вітрів поблизу узбережжя, де під дією направлених вітрів і течій викликається рух вод з глибини 100–300 м.

сон. Мусонні вітри виникають завдяки різниці між нагрівом суші та моря. Між водними масами Червоного й Аравійського морів відбувається повільний обмін. Це, до деякої міри, зменшує високий рівень солоності, спричиненої інтенсивним випаровуванням, що значно перевищує надходження прісної води через опади та поверхневий стік. Слід зауважити, що хоча метеорологічні умови й відносно однакові на всьому протязі Червоного моря й Аденської затоки, надзвичайно висока швидкість випаровування призводить до утворення так званих фронтів солоності[120], в межах яких дуже часто виникають і температурні фронти, викликані апвелінгом, вплив якого посилюється внаслідок неоднорідних батиметричних та орографічних чинників.

За визначенням Belkin et al. (2009) з півночі Червоного моря і до Аденської затоки спостерігаються три групи фронтів:

– *Єгипетсько-Саудівський фронт;*
– *Судано-Саудівський фронт;*
– *Еритрейсько-Єменський фронт. Поблизу міста Аль Літ у Саудівській Аравії формується приблизна північна кліматична межа, до якої ще спостерігається вплив південно-західного і північно-західного мусонів.*

Отже, дуже невеликий діапазон припливів, викликаний ізольованістю моря та практичною відсутністю постійних річок, які б впадали у нього, роблять Червоне море унікальним морським басейном на планеті. На характеристики поверхневих вод Червоного моря безпосередньо впливають географічне розташування в пустельній зоні, вузька і мілководна Баб-ель-Мандебська протока, а також вітрова динаміка із сезонною інверсією мусонних вітрів над південною частиною Червоного моря

[120] **Фронт солоності (змішаний фронт, шар)** – це шар, в якому відбувається активна турбулентність на певному інтервалі глибин (найчастіше розглядаються залежності між температурою і солоністю).

та їхнім істотним просуванням в акваторію моря з напрямку Аденської затоки під час активізації південно-західного мусону.

Органічний світ

Ґрунтовий покрив уздовж берегової лінії Червоного моря суттєво змінюється при русі з півночі на південь. Загалом тут чітко проявляються п'ять типів ґрунтів:

– ***пустельні субтропічні*** *– займають території на півночі Червоного моря в межах заток Суецької та Акабської;*
– ***пустельні тропічні*** *– поширені вздовж північного тропіка;*
– ***червоно-бурі опустелених саван*** *– простягаються далі на південь до самого Сомалійського півострова з кількома великими диз'юнкціями;*
– ***червоно-бурі рідколісь*** *– вузькою смугою підходять до узбережжя Червоного моря на північ від Афарської улоговини;*
– ***червоно-бурі сухих саван*** *– кількома великими плямами переплітаються вздовж узбережжя Червоного моря з червоно-бурими ґрунтами рідколісь.*

Більшість прибережних ґрунтів Червоного моря й Аденської затоки містять у компонентному складі значну домішку кварцу[121] та польового шпату[122], а також невелику кількість амфіболу[123], піроксену[124], карбонату, глини та зовсім незначну част-

[121] **Кварц** – мінерал класу простих оксидів і гідроксидів, головний мінерал групи кремнеземів, широко розповсюджений в літосфері.
[122] **Польовий шпат** – група найпоширеніших породотвірних мінералів класу силікатів каркасної структури, які характеризуються порівняно високою твердістю.
[123] **Амфіболи** – супергрупа породотвірних мінералів класу силікатів однакової кристалохімічної будови, аніонний радикал яких є стрічковим.

ку гіпсу[125], галіту[126], хлориту[127], епідоту[128] та різноманітних оксидів. Такий великий діапазон мінералів у ґрунтах вздовж узбережжя Червоного моря та Аденської затоки спричинений різноманітністю магматичних і метаморфічних гірських порід Аравійського кристалічного щита.



a **b**

Рис. 40. Типові представники рослинного покриву у регіоні Червоного моря й Аденської затоки – саксаул білий *(Haloxylon persicum)* (a) і фінікова пальма *(Phoenix dactylifera)* (b)

Дослідження Jish Prakash et al. (2016) показало, що в зразках місцевих ґрунтів містяться також сполуки азоту, фосфору і заліза, які водночас є основними поживними речовинами для підтримки морського життя.

---

[124] **Піроксени** – група породотвірних мінералів класу силікатів, підкласу ланцюгових силікатів.

[125] **Гіпс** – мінерал класу сульфатів.

[126] **Галіт** – мінерал, тип солі, мінеральна (природна) форма хлориду натрію (NaCl). Часто галітом називають і осадову породу, широко відому як кам'яна сіль.

[127] **Хлорити** – група хімічних сполук, солі хлористої кислоти $HClO_2$.

[128] **Епідот** – мінерал, діортосилікат кальцію, алюмінію і заліза острівної будови.

За даними Thomas et al. (2008), більшість видів рослин, що домінують у посушливих регіонах Північної Африки та Аравійського півострова, належать до трьох фітогеографічних зон, а саме:

– *Сахаро-Синдійської;*
– *Судано-Деканської;*
– *Афро-Індійської тропічної.*



a



b

Рис. 41. Типові представники тваринного населення у регіоні Червоного моря й Аденської затоки – піщанка Сундевалла *(Meriones crassus)* (a) та антилопа гемсбок *(Oryx gazella)* (b)

У рослинному покриві переважають пустельні та напівпустельні види. На піщаних просторах у невеликих осередках знаходять притулок білий саксаул і верблюжа колючка (рис. 40a). У гамадах[129] поширені лишайники, а на лавових полях – різноманітні полини й астрагали. Висохлі русла ваді – найкраще місце

[129] **Гамада** – кам'янисті пустелі Аравійського півострова та півночі Африки.

для життя поодиноких тополь, акацій, а в місцях, де засоленість зростає, – тамарисків. Уздовж узбережжя та в межах солончаків загалом поширена галофітна рослинність.

Однак надзвичайно велика частина піщаних і кам'янистих пустель взагалі немає рослинного покриву. Навесні та в окремі вологі роки активізується надзвичайно велика кількість ефемер[130]. У гірських регіонах, де територія набуває саванних рис, ростуть акації, дикі маслини та мигдаль. Більшість оазисів у регіоні дають можливість рости фініковим пальмам (рис. 40b), цитрусовим, бананам, а також створюють умови для розвитку сільського господарства, в якому переважає вирощування зернових культур.

Тваринний світ узбережжя Червоного моря та Аденської затоки доволі різноманітний. Тут поширені антилопи, газелі, дамани, вовки, шакали, гієни, лисиці-фенеки, каракали, дикі осли, онагри та зайці. Надзвичайно багато гризунів, серед яких найпоширеніші піщанки (рис. 41a), ховрахи й тушканчики. Серед плазунів домінують змії, ящірки та черепахи. В регіоні багата орнітофауна – орли, шуліки, грифи, соколи-сапсани, дрохви, жайворонки, рябки, перепели та голуби. На берегових низовинах інтенсивно розмножується сарана. У Червоному морі й Аденській затоці існує понад 2000 видів коралів. У національних парках, зокрема національному парку Асир, зберігаються майже зниклі види диких тварин – антилопа гемсбок (рис. 41b) і нубійський гірський козел.

У Червоному морі та Аденській затоці водяться понад 400 видів риб, однак для промислу цінність становлять лише до 10 видів. Серед них вирізняються сардини, анчоуси, ставриди, скумбрії та кам'яні окуні.

---

[130] **Ефемери** – екологічна група трав'янистих однорічних рослин, що зазвичай ростуть у степах і пустелях. Повний цикл їхнього розвитку відбувається за дуже короткий (вологий) період року.

5.1. МОЗАМБІЦЬКА ПРОТОКА



Рис. 42. Мозамбіцька протока (Google Earth)

Акваторія –	Індійський океан
Географічний центр –	16°42'04" пд.ш. – 42°08'32 " сх.д.
Максимальна глибина –	3292 м
Максимальна довжина –	1670 км
Максимальна ширина –	925 км

З історії…

Східноафриканське узбережжя – багатий регіон щодо підводного культурного надбання, археологічні рештки якого лише починають знаходити і завдяки яким розкриваються справжні масштаби корінних морських технологій, регіональних та міжнародних соціальних контактів і протяжних морських торговельних шляхів, які існували тут протягом тисячоліть. Археологічні знахідки, виявлені під водою, належать до культур, поширених по всьому узбережжю Східної Африки та далі: від Китаю, Індії до Перської затоки, Близького Сходу та Європи.

У регіоні Мозамбіцької протоки протягом останніх 20 років кілька груп місцевих науковців спільно з міжнародними науково-дослідними установами здійснили важливі кроки з виявлення та збереження цієї спадщини (Duarte 2012). Однак це надбання, особливо те, що розташоване вздовж північного узбережжя Мозамбіку, зазнало серйозних руйнувань через комерційно орієнтовані програми порятунку.

Населення, яке живе на островах протоки, в Мозамбіку та Мадагаскарі, як і колись, використовує давні методи господарювання.

Розвиток народів протоки було зупинено та законсервовано у XV–XVII ст., а в деяких регіонах ще раніше. Заселення Мадагаскару почалося у III–V ст., островів – у V ст. Формування народів було розбавлено численними арабськими завоюваннями, що почалися у VII ст., унаслідок чого Коморські острови стали частиною Кілвійського султанату, португальці захопили наприкінці XV ст. Мозамбік, а французи та португальці – частину інших островів і Мадагаскар.

У XVII–XVIII ст. Мозамбіцька протока стала місцем чималої піратської активності. На багатьох островах і в численних бухтах розміщувалися їхні штаби та бази. Чимало вихідці з ост-

ровів та Африки перейняли цей «промисел» від своїх предків і продовжують займатися ним і в наш час.

Природа…

Тектоніка та геологія

Приблизно 165 млн років тому від Африканської платформи відкололася одна з її частин, яка пізніше сформувала острів Мадагаскар. На сучасному місценаходженні острів перебуває вже приблизно 100 млн років. Впадина сучасного Індійського океану почала формуватися приблизно 130–140 млн років тому, на межі юрського та крейдяного періодів, коли процес поділу стародавнього суперконтиненту Гондвана на Африку з Аравією, Індостан та Антарктиду з Австралією переважно завершився. Остаточно всі материки Землі сформувалися лише наприкінці крейдяного періоду, приблизно 70–80 млн років тому, але щодо Мозамбіцької протоки можна досить точно визначити її вік: щонайменше 130 млн років.

Thiéblemont et al. (2020) описані раніше нерозпізнані контурні системи відкладів (КСВ) в Мозамбіцькій протоці, які обмежують палеокеанографічні моделі для цієї області. Їхні стратиграфічні схеми накладання фіксують дев'ять основних сейсмічних подій (SU1–SU9), розділених вісьмома періодами відносного спокою (від *a* до *h*, від найстарішої до наймолодшої). Ключові сейсмічні маркери в історії еволюції КСВ відбулися під час аптського[131] та альбського віку[132] (~122 млн років), пізнього сеномана[133] (94 млн років), раннього (38,2–36,2 млн років) і пізнього (25–23 млн років) олігоцену та раннього середнього міо-

[131] **Аптський вік** – пізній вік ранньокрейдової епохи крейдового періоду, п'ятий знизу геологічний ярус нижнього відділу крейдової системи.

[132] **Альбський вік** – верхній (шостий знизу) геологічний ярус ранньокрейдової епохи крейдової системи.

[133] **Сеноманський вік** – нижній ярус верхнього відділу крейдової системи.

цену (~17–15 млн років). Це рекордні стадії початку (~122–94 млн років), зростання (94–25–23 млн років), підтримки (25–23–17–15 млн років) та поховання (від 17–15 млн років до фактичного часу) для КСВ.

КСВ уперше розвиваються на початковій стадії, яка збігається з відкриттям і поглибленням шлюзів Африка–Південний океан (на 122 і 100 млн років відповідно). Стадія зростання, що розпочинається в пізньому сеномані (94 млн років), корелює з відкриттям і поглибленням екваторіальних атлантичних шлюзів. Під час стадії росту відбулися два значних зрушення в структурі осадових відкладів, які збігаються з палеокеанографічними змінами в ранньому (38,2–36,2 млн років) та пізньому (25–23 млн років) олігоцені. Вони, в свою чергу, збігаються з виникненням і локальним збільшенням антарктичних водних мас. Ріст КДС тривав до початку середнього міоцену під час стадії підтримки (~17–15 млн років). Зростання більшості КДС припиняється наприкінці етапу підтримки. Циркуляція північноатлантичних водних мас у Південну півкулю призвела до поглиблення антарктичних водних мас у цьому районі.

Цікавий і рифтинг Мадагаскару зі Східної Африки, завдяки якому сформувалося чимало структурних і стратиграфічних пасток в областях, де спостерігалася незначна субаеральна ерозія і потужне нагромадження материнських порід протягом останніх 150 млн років (рис 43). Саме ці області перспективні щодо видобутку вуглеводнів (Ayodele1 et al. 2017).

Починаючи з травня 2018 року в районі Майотти, вулканічного острова Коморського архіпелагу на півночі Мозамбіцької протоки, сталася вулкано-тектонічна криза. Походження вулканізму, а також підземна архітектура та природа земної кори в цьому регіоні продовжують залишатися невідомими. Dofal (2021) стверджують на підставі сейсмічних спостережень, що кора під островами Майотта і Жуан-ді-Нова має континентальну природу, тоді як під островами Європа та Гранд-Глор'єз, схоже, океанічну.

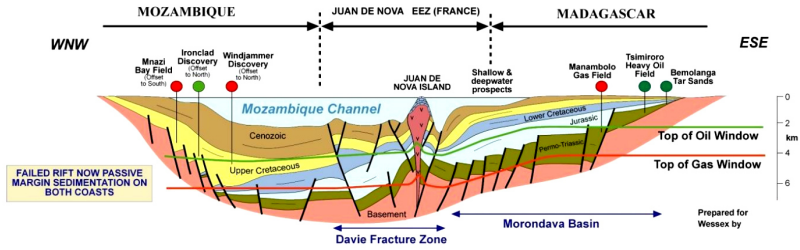


Рис. 43. Схематичний геологічний профіль через Мозамбіцьку протоку
(Roberts et al. 2013)

Результати їхніх досліджень свідчать про те, що споруда Майотти виросла на ізольованому континентальному блоці, залишеному відособленим під час розпаду Гондвани та відкриття Мозамбіцької протоки. В основі континентальної кори лежить швидкий шар (9–10 км), що інтерпретується як магматичний андерплейтинг[134], який може бути результатом 20-мільйонної тривалості вулканізму в цьому регіоні протоки.

Клімат

Унікальна географія Мозамбіцької протоки значною мірою спричинена гірським островом Мадагаскар, четвертим за площею островом у світі, що простягається на 13° широти. Мадагаскар, який утворює східну межу Мозамбіцької протоки, є єдиним у світі прикладом великого тропічного острова, розташова-

[134] **Андерплейтинг** – 1) магматичне підшаровування, збільшення потужності земної кори внаслідок вклинення в її нижню частину базальтової магми. При континентальному рифтогенезі збільшення потужності кори знизу за рахунок інтрузій може досягати 10 км; 2) нарощування знизу акреційної призми осадами та фрагментами океанічної кори, які раніше були підсунуті під літосферну плиту, що їх перекриває. Підшаровування акреційної призми здійснюється шляхом формування структур здвоювання (дуплексів) або нагнітання дезінтегрованого матеріалу.

ного неподалік від тропіко-субтропічного континенту. Протока має чималі кліматотвірні наслідки для всієї південно-східної Африки, визначає місцеву океанічну циркуляцію, а також сприяє розвитку високого біорізноманіття (Mawren et al. 2022). Тут синтезуються річний цикл регіональних взаємодій океан-атмосфера та атмосферної циркуляції. Перенесення тепла у верхній частині океану з півночі в протоку більший, ніж на південь від неї протягом усього року, особливо в березні-квітні. Саме тому цей регіон діє як теплий басейн, що сприяє підживлюванню конвективної активності.

З листопада по квітень як на Мадагаскарі, так і в Мозамбіку спостерігаються значні зміни в областях максимального внеску тропічних циклонів у середній розподіл кількості опадів. У Мозамбіку на це значення впливає відносно невелика кількість дуже інтенсивних циклонічних систем, які іноді виходять на узбережжя або спостерігаються вздовж протоки. Однак у середньому великі території Мозамбіку отримують ~10–30% літніх опадів із цих систем, тоді як для Мадагаскару їхній внесок значно вищий (~30–70%). Більша частота інтенсивних тропічних циклонів у березні–квітні, порівняно з серединою літа, пов'язана з тим, що тепловий потенціал тропічних циклонів досягає свого максимуму в ці місяці.

Органічний світ

Фауна Мозамбікської протоки типова для Південного тропічного поясу Індійського океану. Тут водяться сардинела, скумбрія, анчоус, ставрида, рифовий та кам'яний окунь, тунець (рис. 44a), корифени, скати, акули, трапляються гігантські морські черепахи, морські змії та летючі риби риби (рис. 44b), мечриба. На глибинах понад 100 м спостерігається навіть «живе викопне»: латимерія – найдавніша відома науці риба, яка раніше вважалася вимерлою. Найбільше промислове значення має тунець та ракоподібні – лангусти і креветки.

Для рослинного світу узбереж Мозамбіцької протоки, на тих ділянках, де припливні хвилі не досягають свого максимуму, характерні мангрові зарості, що сприяють розвиткові планктону, молюсків і ракоподібних.



a



b

Рис. 44. Типові представники тваринного населення у регіоні Мозамбікської протоки – тунець *(Thunnus)* (a) та летю́чі ри́би *(Exocoetidae)* (b)

Відомо, що на Коморських островах і на Мадагаскарі живе до 5% ендемічних видів рослин та тварин, це більшість видів лемурів, хамелеонів, орхідей та інших рослин. На Коморах, найбагатших на рослинність островах протоки, відомо до 500 видів ендемічних рослин. Водночас на Мадагаскарі та Коморах немає ні жирафів, ні слонів. Частково на цю біологічну загадку відповідає сучасне комп'ютерне моделювання океанічних течій, що змінювали свій напрямок протягом багатьох мільйонів років. І виходить так, що дрібні ссавці та насіння рослин змогли приплисти на острови на уламках дерев, а великі – ні. Решту довершила природна селекція.

Серед екологічних загроз провідне місце займає рибний промисел, яким здебільшого займаються місцеві рибалки, що призвело до загрозливих тенденцій зменшення рибних запасів. Є й інші важливі екологічні проблеми, серед яких: вплив на морську екологію забрудненої внаслідок використання фосфатних та азотних добрив у сільському господарстві води, потрапляння у водні потоки різних пестицидів та гербіцидів.



РОЗДІЛ 2
ПІВОСТРОВИ, ОСТРОВИ ТА АРХІПЕЛАГИ АФРИКИ

2.1. СОМАЛІЙСЬКИЙ ПІВОСТРІВ ТА ОСТРОВИ СОКОТРА

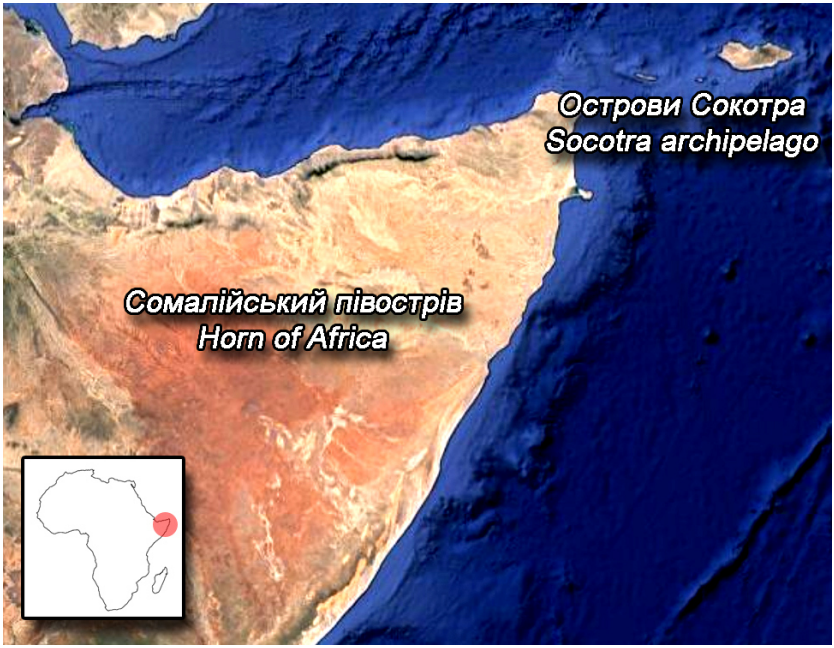


Рис. 45. Сомалійський півострів та острови Сокотра
(Google Earth)

Акваторія – Індійський океан
Географічний центр – 16° пн.ш. – 48° сх.д.
Максимальна висота – 2416 м
Загальна площа – 750 000 км^2

З історії…

Приблизно 2 тис. років тому сомалімовні кочівники-верблюдоводи поширилися з Ефіопського нагір'я і Північної Кенії на територію Африканського Рогу (Сомалійського півострова). Сомалійське суспільство складалося з кланів, які кочували у пошуках води і пасовищ для худоби. Ведучи кочовий спосіб життя, вони не встановлювали жодних кордонів своїм територіальним володінням.

Сомалі відоме з часів Стародавнього Єгипту, в той час регіон називався Пунт. З II по VII століття н.е. територія Сомалі належала ефіопському царству Аксум[135].

Phillips (1997) говорить про важливість Пунту для Єгипту, цінність якого полягала зазвичай в його здатності постачати товари розкоші. Пунт розташовувався занадто далеко від Єгипту, щоб становити для нього навіть найменшу загрозу. До того ж Єгипет був надійно захищений від будь-яких можливих агресивних намірів великими східними пустельними просторами. Пунт, здається, одна з небагатьох областей, з якими стародавній Єгипет контактував виключно комерційно. Немає свідчень і про те, що єгиптяни коли-небудь планували вторгнення в Пунт (як це робили в інші регіоні). Практично всі добре збережені давньоєгипетські тексти свідчать, що Пунт (і Аксум) досягалися шляхом подорожі на південь уздовж Червоного моря після подолання Східної пустелі. Саме цим морським шляхом відбувався майже весь об'єм прямої торгівлі, хоча території Пунту опосередковано можна було досягти й по верхній течії річки Ніл.

Світогляд давнього Єгипту звичайно ставив його у центр світу, а в чотирьох напрямках від нього розташовувалися його сусіди: Нубія на півдні, Егейське море на заході, Сирія на півно-

[135] **Аксумське царство** – давнє семітське царство на плато Тигре в північній Ефіопії, зі столицею в місті Аксум, що існувало в період приблизно з кінця I до середини X століть.

чі та Пунт на сході. Про це найкраще свідчить сцена данини на стелі у гробниці візира Рехміра[136], яка зображує світ навколо Єгипту (рис. 46).

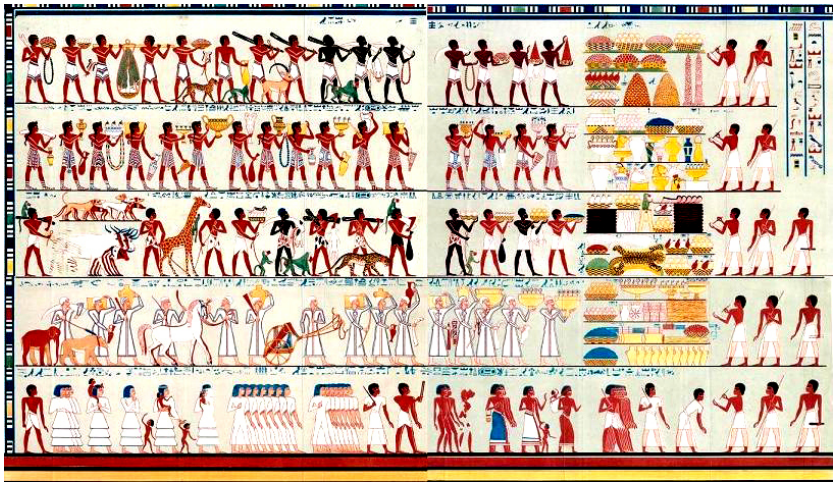


Рис. 46. Стела Рехміра

Отже, лише дві території – Пунт та Егейське море – не вважалися загрозою для Єгипту, тоді як Нубія та Сирія становили значну потенційну загрозу. Інколи складається враження, що регіони, які не загрожували Єгипту, не мали для нього великого значення. Насправді це не зовсім так. Єгипет потребував і всіляко поповнював свої знання про території, з якими не мав безпосередніх кордонів.

Майже тисячу років тому араби, які проживали вздовж узбережжя Африки, навернули сомалійців в іслам. У VII столітті в регіон прибули араби-мусульмани і організували султанат

[136] **Рехмір** – видатний державний діяч Нового царства Стародавнього Єгипту, який займав під час правління Тутмоса III й Аменхотепа II посади «міського голови».

Адель, який проіснував до XVI століття. Вважається, що у VII ст. мусульмани-суніти, які тікали з халіфату Аббасидів, заснували міста Могадішо, Марка і Барауе та витіснили більш раннє арабське населення, яке відступило в глиб півострова і в результаті повністю перемішалося із сомалійцями.

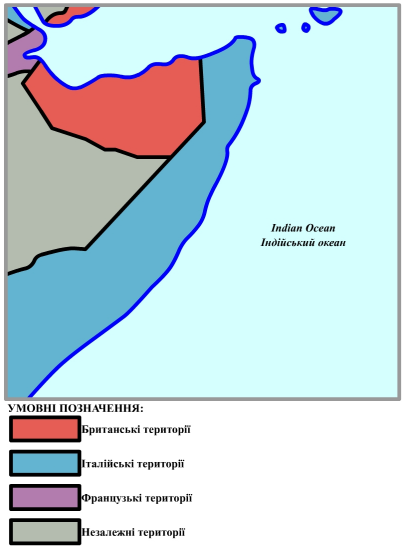


Рис. 47. Італійське та Англійське Сомалі

У VII–IX сторіччях частини території перебували під владою Оману, занзібарського султанату і Османської імперії. Першими європейцями на цій землі були англійці, які захопили кілька портів Аденської затоки для забезпечення вільного проходу своїх торгових кораблів.

Починаючи приблизно з 1830 року долина Джуба в Сомалі була заселена сільськогосподарськими і пастирськими рабами східноафриканського походження, а також їхніми нащадками (Besteman 1993).

У кінці XIX ст. країна була поділена між Великобританією та Італією (рис. 47). У 1887 році було оголошено про створення британського протекторату Британське Сомалі. У зв'язку з декількома повстаннями місцевих жителів британці були змушені покинути центральні райони країни, які з плином часу захопили італійці.

У 1936 році Італійське Сомалі, Ефіопія та Еритрея об'єдналися в Італійську Східну Африку. Після початку Другої світової війни італійські війська захопили і Британський Сомаліленд, але в 1941 році були витіснені англійцями, які захопили всю територію Сомалі.

Італійський Сомалі з 1950 року – залежна територія Італії. 26 червня 1960 року Британський Сомаліленд одержав незалежність, а 1 липня 1960 року незалежність здобув й Італійський Сомалі. Того ж дня обидві держави об'єдналися і проголосили створення незалежної Республіки Сомалі.

Після військового перевороту 21 жовтня 1969 влада перейшла до офіцерів армії на чолі з Барре. Того ж року Сомалійська Республіка була перейменована в Сомалійську Демократичну Республіку.

З 1990 року в країні йде громадянська війна між двома кланами. У результаті збройних зіткнень між урядовими військами й опозиційними угрупованнями в країні настало безвладдя.

У 1991 р. північна частина країни проголосила незалежну державу Сомаліленд, яку донині не визнано іншими державами.

Природа…

Тектоніка та геологія

Східно-африканський рифт розмежовує Нубійську (західноафриканську) та Сомалійську (східноафриканську) плити. Він продовжує формуватися завдяки горизонтальному розтягуванні цих плит (Chu, Gordon 1999). Royer et al. (2002), проаналізувавши попередні моделі палеогенової тектонічної еволюції Аравійського та Східносомалійського басейнів, розробили власну модель, базовану на новій добірці магнітних і гравітаційних даних. Використовуючи існуючі реконструкції поведінки тектонічних плит, вони отримали узгоджений набір ізохрон[137], які охоплюють період 61–46 млн років. Нові ізохрони враховували розвиток послідовних подій формування поверхні вздовж хребта Кар-

[137] **Ізохрони** – лінії однакового часу настання будь-якого геофізичного або астрономічного явища.

лсберг, що врешті-решт призвели до виникнення асиметрії між дотичними басейнами. Їхня модель передбачає також розвиток зовнішніх і внутрішніх псевдорозломів, пов'язаних, очевидно, з процесами розвитку основного хребта. Місцезнаходження зовнішніх псевдорозломів, мабуть, залишається надзвичайно стабільним, незважаючи на різку зміну напрямку розвитку хребта Карлсберг включно до ізохрони в 54 млн років. Рух Індійської плити по відношенню до Сомалійської відбувався практично в незмінному нарямку протягом палеогенового часу, але з постійно спадаючою швидкістю, яка зменшилася з 6 до 3 см на рік. Ця ж модель передбачає, що межа між Аравійською та Індійською плитами під час палеогену знаходилася на захід від хребта Оуена вздовж кордону з Оманом.

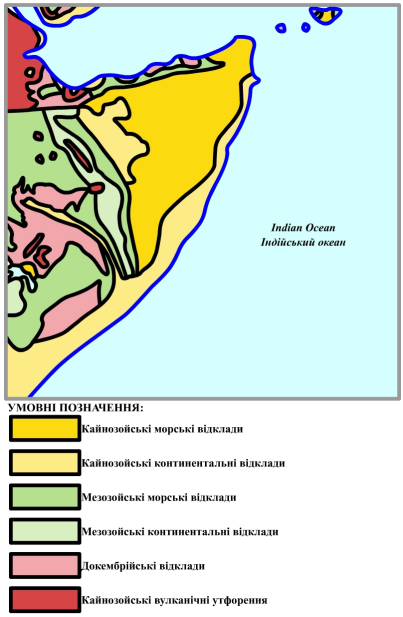


Рис. 48. Геологічна карта Сомалійського півострова

Carmignani et al. (2002) у південній частині Сомалі виділяють два основні осадові басейни – мезозойсько-третинний береговий сомалійський басейн, що простягається з північного сходу на південний захід і мезозойський басейн Луук-Мандера з простяганням з північного заходу на південний схід. Два басейни відокремлені регіоном Бур, де відслонюються метаморфічні гірські породи фундаменту Південного Сомалі – протерозойського та ранньопалеозойського часу (рис. 48).

У регіоні Бур фундамент переривчастий поблизу останців монаднок[138], які сформовані товщами відносно молодих гірських порід. Через нерівномірне поширення та обмежений ареал протяжність відслонень структури метаморфічного фундаменту важко реконструюється. Ці структури переважно простягаються з північного заходу на південний схід. Загалом у них вдається розрізнити два метаморфічні комплекси – Олонтоле та Дійнсор.

Басейн Луук-Мандера – це широкий синклінорій, що простягається з північного сходу на південний захід і відмежований південно-східною частиною підвищення фундаменту в регіоні Бур, а на заході – підвищенням кристалічного фундаменту Східної Кенії. Надзвичайна товщина тріасових відкладів в осьовій частині басейну, а також значно тонша і більш молодша стратиграфічна послідовність обидвох бортів басейну свідчать про те, що басейн Луук-Мандера у ранньому мезозої під час розпаду Гондвани був слабко нахиленою поверхнею під мілководним морем. Під час юрського і крейдового періодів відбулися два основні цикли трансгресії[139] і регресії[140], про що свідчать карбонатні відклади, які поступово переходять у сланці, евапорити та пісковики.

З пізньої крейди переважали умови тривалої континентальної фази пенепланізації[141], з подальшим загальним піднесенням регіону, що призвело до формування численних озерних западин і перехоплення річки Дави сучасною Джубою.

---

[138] **Монаднок** – останцеве узвишшя невеликих розмірів (що різко здіймається з пологих або практично рівних навколишніх рівнин), складене породами стійкішими проти вивітрювання та денудації у порівнянні з гірськими породами найближчого оточення.

[139] **Трансгресія** – геологічна подія, за якої рівень моря відносно землі підвищується, і берегова смуга рухається в напрямку вищих місць, в результаті затоплення.

[140] **Регресія** – повільний відступ моря від берегів унаслідок підняття суші й опускання океанічного дна, зменшення об'єму води в океанічному басейні.

[141] **Пенепленізація** – вирівнювання рельєфу в умовах гумідного клімату шляхом загального виположування схилів, зниження вододілів і розширення долин.

Основні тектонічні події на всій території Південного Сомалі представлені стрибкоподібними рухами по вертикальних розломах в поясі Сенгіф і Гарбахаррей. Деформація локалізована у вузькому поясі, який простягається понад 100 км в північно-східному напрямку. Близький паралелізм між осями складок і регіональною орієнтацією розломів вказує на правосторонній рух уздовж розломів.

Структура пояса Гарбахаррея складається із систем розломів, які розмежовані витягнутими складчастими блоками, розташованими в антиклінально-синклінальних структурах, із субвертикальними поверхнями та осями. Орієнтація складок і типовий профіль «додатної квіткоподібної структури» антикліналей вказують на те, що вкорочення відбувалося перпендикулярно до осі руху тектонічних плит, тобто в напрямку з північного заходу на південний схід і північний захід. Отже, у поясі Гарбахаррей ударні ковзання та вкорочення відбувались одночасно і призвели до відносної транспресії[142] між північно-західними і південно-східними блоками.

Клімат

На так званому Африканському Розі (півострові Сомалі), клімат тропічний, жаркий круглий рік і в цілому посушливий (рис 49).

Дощів, як правило, мало, що характерно для пустельного або напівпустельного клімату на великих територіях, тоді як найвологіші райони зайняті саваною. Найсухішими районами є північні узбережжя, де кількість опадів ледве сягає 50 мм на рік, і північний схід – до 200 мм, а найвологіші – північний схід, на заході, де розташовані відроги ефіопського нагір'я. На найвищих частинах опади сягають 500 мм на рік, а на південному за-

[142] **Транспресія** – тектонічний режим, що поєднує умови зсуву та стиснення.

ході, де їхня кількість навіть перевищують 500 мм на рік, у гірській місцевості.

Дощі розподілені на два періоди: з березня до кінця травня і з жовтня до початку грудня. Як правило, найвологіші місяці – квітень–травень і жовтень–листопад, але є деякі винятки: на північному узбережжі, де дуже мало дощів, на практиці навіть ці місяці залишаються сухими; в південній частині узбережжя, що перетинається екватором, перший сезон дощів триває до липня, а другий зазвичай дуже слабкий.

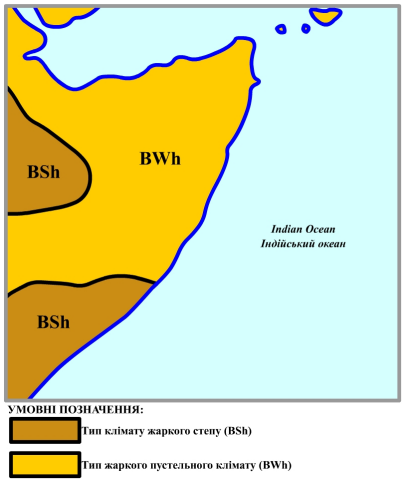


Рис. 49. Клімати регіону півострова Сомалі
(Beck et al. 2018; Холявчук 2019)

Дощі на Сомалі нерегулярні з року в рік. Переважно вони відбуваються у вигляді короткочасних злив і гроз. Із урахуванням засушливих ґрунтів, які з важкістю вбирають воду, коли дощі більш інтенсивні, ніж зазвичай, часто викликають раптові повені. Здебільшого вони характерні для південних регіонів півострова – в долинах двох головних річок: Джуби і Вебі-Шебелле. Рідше повені спостерігаються на півночі Африканського рога під час проходження рідкісних, проте раптових тропічних циклонів.

Улітку північна частина Сомалі схильна до впливу південно-західного мусону, для якого характерні атмосферні течії, що дмуть в напрямку Аравійського півострова, які, однак, не роблять загалом помітного впливу на клімат Сомалі.

На північному узбережжі з видом на Аденську затоку клімат пустельний, з жаркою і задушливою зимою і жарким літом, коли температура може сягати +45 °C (рис. 50а). Пустельні віт-

ри, особливо влітку, можуть піднімати пилові бурі. Дощі надзвичайно рідкісні та спорадичні, а їхня кількість не перевищує 50 мм на рік.

У гірських районах півночі клімат стає м'якшим через загальне збільшення висот.

На висотах 1300 метрів над рівнем моря на північному заході, взимку вночі прохолодно. Мінімальна температура може опуститися до –5 °С з листопада по березень. Денні температури комфортні взимку, а в літні місяці вони прийнятні.

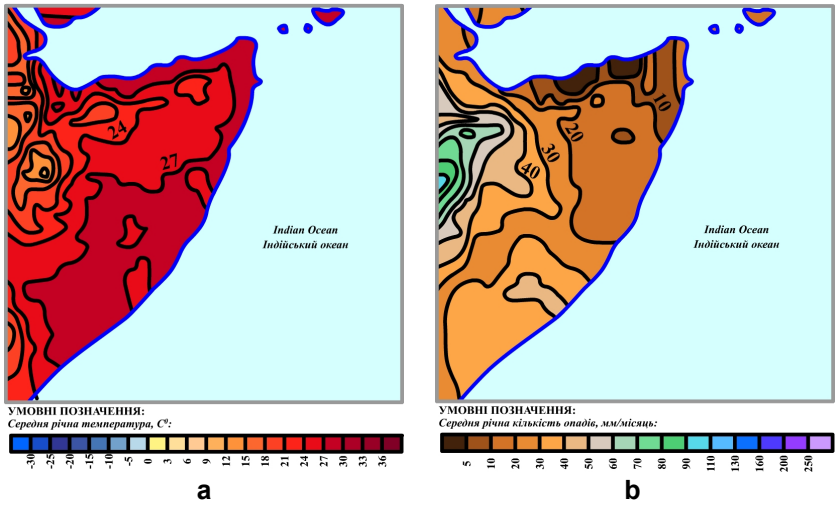


Рис. 50. Розподіл середніх річних температур (a) та середньої річної кількості опадів (b) у регіоні півострова Сомалі (1961–1990)
(New et al. 1999)

Гірські райони на північному заході є одними з найбільш дощових територій у регіоні. Кількість опадів сягає 415 міліметрів на рік. Та насправді, тут існує лише один дощовий сезон – із середини березня до середини жовтня. Протягом нього, однак, дощі не надто часті і, як правило, нерясні.

На півночі є ще один гірський ланцюг, паралельний узбережжю, гори Каркаар, найвища вершина яких – гора Шімбіріс (висота 2450 метрів). Ці гори досить густо вкриті рослинністю, особливо на північних схилах. Вище 1200 метрів ростуть ліси, тоді як узбережжя на півночі, як уже згадувалося – пустеля, а плато на півдні – напівпустеля.

На східному узбережжі з видом на Індійський океан температури більш стабільні протягом усього року, порівняно з північним узбережжям; навесні температура дещо підвищується, а найспекотнішим місяцем зазвичай є квітень на півдні та травень на півночі. Влітку температура знижується через переважання повітряних мас, що надходять з океану. Однак у північній частині дещо спекотніше, ніж у південній.

Кількість опадів на східному узбережжі збільшується в міру просування на південь, натомість північ виразно являє собою пустелю з опадами менше 100 мм на рік, в центрі вони збільшуються приблизно до 200 мм, а на на півдні навіть перевищують 400 мм (рис. 50b).

У столиці Могадішо, розташованій у південній частині східного узбережжя на північ від екватора, температури високі та стабільні протягом усього року. Однак у період із березня по травень спостерігається збільшення, а в період із липня по вересень – зниження, хоча й незначне, у найменш спекотний період. Це пов'язано з південно-східними пасатами, які у південній частині півострова дмуть улітку. Як правило, вологість висока, хоча морський бриз пом'якшує спеку. Іноді можуть наставати спекотні та сухі дні, коли вітер дме зсередини півострова, і так може тривати цілий рік.

Кількість опадів у Могадішо становить 430 мм на рік; перший дощовий період зрушений на місяць вперед і може тривати зайвий місяць, а тому розпочинається з квітня по липень, потім дощі зменшуються і залишаються нечастими до листопада без нового чіткого посилення в жовтні–листопаді. Однак з березня

по листопад кількість опадів досить велика, а це означає, що в деякі роки можуть бути періоди, значно вологіші, ніж зазвичай.

У південно-західних внутрішніх районах зима спекотна, а в лютому і березні температура сягає піку перед дощами. Наприклад, у таких містах, як Бардера і Гарбахаррей, максимальна температура зазвичай становить близько +37 °C у січні, +39 °C у березні, а влітку вона опускається до +33 °C.

У місті Байдабо температура відповідає схожому режиму, хоча вона дещо м'якша, оскільки місто розташоване на висоті 500 метрів над рівнем моря.

У Байдабо випадає 570 мм опадів на рік; яскраво виражені два сезони дощів – квітень–травень та жовтень–листопад. Решта року бідна на опади.

Температура моря в Сомалі досить висока. В Аденській затоці, більш закритій і північній, вона нижча взимку і вища влітку, коли стає дуже тепло, сягаючи +30 °C протягом кількох місяців.

Іноді центрально-північні райони Сомалі, особливо північний схід, в районі Африканського Рогу (в регіоні Пунтленд), можуть зазнати впливу тропічних циклонів, як це сталося в листопаді 2013 р., листопаді 2015 р. та травні 2018 р. Циклони формуються з травня по грудень, частіше протягом травня–червня та наприкінці жовтня–грудня. Хоча циклони спостерігаються рідко (і це підтверджується тим, що середня кількість опадів на північному сході Сомалі невелика). Коли вони все-таки трапляються, то можуть приносити сильні вітри та зливи.

Південь країни, де розташований Могадішо, розташований на екваторі і, як правило, не піддається впливу циклонів, рідше зазнає лише незначного їх впливу.

Органічний світ

Ґрунтовий покрив півострова Сомалі доволі бідний. На ньому чітко простежуються чотири типи ґрунтів:

– *на півночі у напрямку Аденської затоки та південному сході –* ***червоно-бурі опустелених саван****;*
– *у центральній, північно-східній та південно-західній частинах –* ***червоно-бурі сухих саван****;*
– *на крайньому південному заході –* ***чорні тропічні****;*
– *на крайньому заході –* ***червоні фералітні вологих саван****.*



a



b

Рис. 51. Типові представники рослинного покриву півострова Сомалі (Африканського Рога) – внутрішні савани Сомалі (a) та молочай канделябровий *(Euphorbia candelabrum)* (b)

Рослинний покрив на більшості території півострова Сомалі – це високі жорсткі трави, що нерідко досягають висоти 75–130 см. Де-не-де трапляються зарості деревоподібних чагарників і дерев, таких як мімози, акації й алое, а також ефіроносні чагарники, що дають смирну[143], ладан і бальзами. У гірських регіонах північного заходу збереглися невеликі масиви кедра, ялівця та інжира.

[143] **Смирна** – змішана смола і камедь (смологумі), одержана з африканських та аравійських дерев родини *Burseraceae*, особливо з *Commiphora myrrha* (мирри).

У внутрішній частині півострова Сомалі панує савана (рис. 51a), де переважають дерева з товстою корою, колючками, восковим нальотом і густим ворсистим покривом на листі. Найпоширеніші тут молочаї та акантові *(Acantháceae)*.

У западині Афар, що на узбережжі Аденської затоки, ландшафти напівпустельні та пустельні. Рослинність сформована переважно чагарниками, молочаями (рис. 51b) і мімозами на сіроземних засолених ґрунтах.



a



b

Рис. 52. Типові представники тваринного населення півострова Сомалі (Африканського Рога) – африканський леопард *(Panthera pardus pardus)* (a) та павіан бабуїн, або Бабуїн *(Papio cynocephalus)* (b)

У фауні Сомалі збереглися такі великі дикі тварини, як леви, жирафи, носороги та леопарди (рис. 52a) (так, у перекладі назва р. Вебі-Шебелле[144] – «річка леопардів»), зебри, гієни та кулани. З дрібних тварин трапляються різні види антилоп, бородавочники, дрібні мавпи та бабуїни (рис. 52b). Повсюдно поши-

[144] **Вебі-Шебелле** – велика річка в Сомалі та Ефіопії. Бере початок в Ефіопії, територією якої протікає близько 1000 км. Впадає в Індійський океан.

рені хижі птахи – орли, шуліки та соколи. Характерні лелеки. Борова дичина представлена цесарками, куріпками, тетеревами та дрофами. Аридні рівнини заселені зміями, скорпіонами та багатоніжками. У прибережних водах у великій кількості водяться крокодили.



2.2. ОСТРОВИ МАДЕЙРА

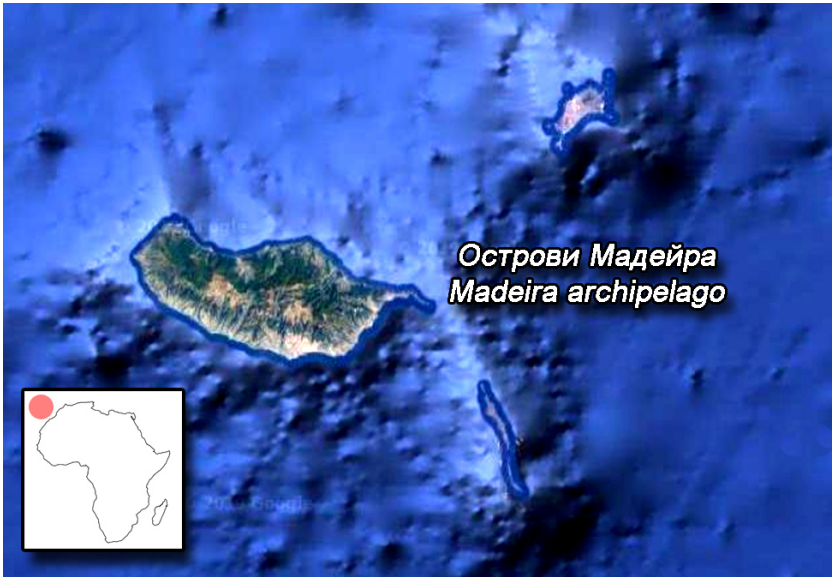


Рис. 53. Острови Мадейра (Google Earth)

Акваторія – Атлантичний океан
Географічний центр – 32°45'00" пн.ш. – 16°58'48 " зх.д.
Максимальна висота – 1862 м
Загальна площа – 801 км^2

З історії…

Вважається, що першими архіпелаг відкрили фінікійці в I тисячолітті до н.е., пізніше острови згадувалися в працях давньоримського вченого Плінія Старшого і давньогрецького філософа Плутарха. Перший називав їх «Пурпуровими островами», другий – «Лісовими».

Значно пізніше острови Мадейра перевідкрили італійські моряки в 1345 р. На момент відкриття острови були безлюдними і повністю вкриті густими, непрохідними заростями, від яких й одержали свою назву.



a b

Рис. 54. Офіційні відкривачі островів Мадейра – Жуан Гонсалвіш Зарку (1390–1471) (a) та Тріштан Ваш Тейшейра (1395–1480) (b)

Однак все-ж офіційною датою відкриття архіпелагу Мадейра вважається 1418 рік, коли португальці Жуан Гонсалвіш Зарку та Тріштан Ваш Тейшейра під керівництвом Генріха Мореплавця (див. §1.3) потрапили у сильний шторм під час проходження вздовж берегів Західної Африки. Спершу вони випадко-

во відкрили острів Порту-Санту, а вже наступного, 1419-го року дісталися і головного острова архіпелагу – Мадейри (рис. 54) (Литвин, Лымарев 2003).

Першими поселенцями на островах були кілька бідних сімей та група каторжників. Щоб збудувати будинки, їм довелося вирубати значну частину лісів та спорудити «левади» – канали, оскільки прісної води на островах було недостатньо.

Отже, у XV ст. островами повністю оволоділа Португалія. Король Португалії Іоанн I наказав колонізувати острів у 1425 році. На острів було завезено цукрову тростину, що пізніше зробить місто Фуншал на острові Мадейра головним пунктом торгівлі для Європи. У XVII ст. на острів завозиться виноград, що також підсилило економіку Мадейри.

Коли Португалія в союзі з Англією воювала з Францією (за часів Наполеона), то острови у 1801–1814 рр. належали Англії, а пізніше знову повернулися до Португалії.

Цікаве дослідження Lauw et al. (2022) фламандських картин XV та XVI століть, які тепер зберігаються у державних та приватних колекціях на острові Мадейра і є недвозначним свідченням торгових зв'язків, що існували між Фландрією та цією португальською територією.

На початку XX ст. німці спробували здійснити так звану «тиху колонізацю» Мадейри: під приводом будівництва госпіталю вони почали завозити на острови зброю та боєприпаси. Остров'яни зуміли запобігти загрозі. Німці забралися з острова, але повернулися під час Першої світової війни: німецькі підводні човни кілька разів торпедували й обстрілювали порт Фуншал столицю Мадейри, та топили британські кораблі. Під час Другої світової війни острови надали притулок кільком тисячам біженців із британського Гібралтару.

У 1976 р., після демократичної революції в Португалії, Мадейра отримала політичну автономію. Відтоді на островах функціонує власний уряд і законодавчі збори.

Природа…

Тектоніка та геологія

Практично всі острови архіпелагу Мадейра є вершинами вулканічного масиву, що здіймаються над поверхнею Атлантичного океану. Вони складені неогеновими базальтами[145] (геологи виявили безліч різних типів, включаючи лужно-базальтові, базанітові[146] та гавайїтові[147]), трахітами[148] із вкрапленнями габроїдів[149] й ультраосновними гірськими породами.

У ранньому крейдяному періоді потужні відклади поблизу берегів Африки продукували достатньо напружень у корі, щоб сформувати цілі системи тріщин. По них магма легко піднімалася до поверхні, викликаючи численні підводні виверження. До пізнього олігоцену або раннього міоцену послідовні підводні виверження протягом усього раннього кайнозою накопичили достатньо матеріалу, щоб архіпелаг Мадейра зависочів над океанічною поверхнею. Швидке підняття окремих островів архіпелагу марковано морськими відкладами вапняку, залишками коралових рифів, а також вапняком на суші на висоті до 400 метрів над рівнем моря.

Високогірні вапняки пов'язані з віндобонським вулканічним комплексом[150], що включає інтрузії трахітів, діабазів[151] і до-

---

[145] **Базальти** – найпоширеніші гірські породи, основні породи дна океану, складаються з плагіоклазу і містять відносно небагато кремнію.

[146] **Базаніт** – магматична гірська порода, що складається з плагіоклазу, олівіну, авгіту, а також лейциту, нефеліну.

[147] **Гавайїт** – магматична вулканічна гірська порода основного складу, помірнолужного ряду із сімейства трахібазальтів.

[148] **Трахіт** – ефузивна середня гірська порода (SiO_2 52–-65%), звичайно порфірова.

[149] **Габро** – магматична інтрузивна рівномірнозерниста порода, що складається з основного плагіоклазу, моноклінного піроксену, олівіну або рогової обманки.

[150] **Віндобонський комплекс (ярус)** – об'єднуюча назва окремих ярусів міоценового відділу неогенової системи.

[151] **Діабаз** – палеотипний аналог основних магматичних гірських порід (базальту і долериту).

леритів[152], а також відкладення пірокластичних потоків[153] (Schlüter 2008).



**Рис. 55. Лавові потоки,
які сформували прибережні рифи Мадейри**

На Мадейрі чергувалися повільні лавові потоки та сильні виверження, про що свідчать рифи по периферії островів (рис. 55). На островах знайдено чимало скам'янілих решток рослин, а також низькосортне буре вугілля, що утворилося в пластах Пауль-да-Серра, перекритих базальтами. Формування цих осадових товщ у міоцені локально зміцнило кору, викликавши поступове випучення місцевих вулканів. У пліоцені трахітові лави та туфи[154] сформували шар близько 600 метрів, тоді як базальтові плато досягли потужності 400 метрів.

[152] **Долерит** – основна кайнотипна магматична гірська порода, що складається з плагіоклазу, моноклінного піроксену, олівіну, титаномагнетиту.

[153] **Пірокластичний потік** – потік суміші гарячих вулканічних газів, попелу та скельних уламків (тефри), що є типовим результатом деяких типів вулканічних вивержень і рухається з великою швидкістю (зазвичай близько 700 км/год).

[154] **Вулканічний туф** – зцементована пірокластична гірська порода, яка утворилася з твердих продуктів вулканічних вивержень (попелу, лапілей, вулканічних бомб), згодом ущільнених і зцементованих.

Цікаво, що брекчії[155], агломерати[156] та конгломерати[157] під базальтами вказують на швидке накопичення відкладів через зливи, що швидко розмивають схили вулканів, тоді як лігніт[158] свідчить про на погано дреновані, заболочені западини. Еродовані відклади в міоцені та на початку пліоцену сформували латерит – ґрунт, збагачений залізом та алюмінієм через вимивання силікатного матеріалу дощами.

У четвертинний період невеликі морські трансгресії затоплювали пласкі прибережні райони. У западинах утворилися прісноводні озера. Коли вони висохли, відклади на днищах озер були транспортовані вітром. Біодетритний пісок, що залишився від уламків черепашок, спостерігається вздовж узбережжя островів архіпелагу в місцях, де згодом рівень моря знизився. Фактично підняття островів у поєднанні зі змінами рівня моря, пов'язаними із закінченням льодовикового періоду плейстоцену, означає, що деякі четвертинні морські тераси розташовані на висоті до 100 метрів над рівнем моря.

Клімат

При скромних розмірах островів архіпелагу Мадейра, клімат у різних його частинах далеко не однаковий. Так, північна частина найбільшого острова – Мадейри – має виражені ознаки помірного клімату, а південна частина, навпаки, – тропічного. Більша частина острова лежить у зоні м'якого океанічного субтропічного клімату. Крім того, через пересічний рельєф є кілька областей з власним мікрокліматом. Саме тому на Мадейрі мож-

[155] **Брекчія** – грубоуламкова гірська порода, що складається з гострокутних зцементованих уламків розміром понад 2 мм.

[156] **Агломерат** – пухкі скупчення уламків гірських порід та мінералів, пов'язані яким-небудь природним цементом.

[157] **Конгломерат** – грубоуламкова осадова гірська порода, яка складається зі зцементованих окатаних валунів або гальки.

[158] **Лігніт** – різновид бурого вугілля, що містить включення слабкорозкладених деревних залишків (так зване м'яке буре вугілля).

на застати різну погоду в один і той самий день залежно від місця перебування: десь прохолодно і дощить, а десь світить Сонце. Щоб потрапити з однієї зони в іншу досить пройти кілька кілометрів.

Середня температура січня становить +10 °С, липня – +24 °С. Середньорічні температури біля узбережжя наближаються до +20 °С. Кількість опадів на островах порівняно невелика – 700–800 мм за рік. Спека для Мадейри – явище дуже рідкісне, при цьому й холодно не буває, а океан завжди теплий – коливання його температури протягом року має незначний діапазон: від +18 до +22 °С.

На архіпелазі можна виділити сухий сезон, що починається в травні і закінчується в жовтні, і вологий, що займає решту місяців. Останній не слід плутати з тропічним сезоном дощів, адже він зовсім не схожий на нього.

Органічний світ

Ґрунтовий покрив островів Мадейра, крім вулканічних ґрунтів, представлений здебільшого коричневими ґрунтами.

Рослинність аріхпелагу надзвичайно багата і різноманітна за видовим складом, включає чимало ендемічних видів. На нижніх частинах гірських вулканічних схилів поширні зарості маквісу, вище спостерігаються масиви лісів із каштанів, лаврів, сосен. Приблизно 15 тис. га у різних частинах островів займають ліси лаурисільви[159], що становить 20% усієї площі островів. Ці тропічні реліктові ліси за видовим складом представлені деревами сімейства лаврових і ростуть на висотах від 300 до 1400 метрів над рівнем моря в північних частинах островів, від 700 до 1600 – в південних. Вважається, що близько 90% лаурисільви є незайманими лісами, унікальними ареалами для численних рідкісних, реліктових та ендемічних видів рослин: мохоподібних,

[159] **Лаурисільва** – вічнозелені субтропічні ліси.

папоротеподібних, покритонасінних, а також безхребетних видів тварин (рис. 56a). Ендеміки лаурисільви включають 66 видів судинних рослин і мадерійського голуба *(Columba trocaz)*, унаслідок чого у 1999 році цей ліс був проголошений світовою спадщиною ЮНЕСКО.



a **b**

Рис. 56. Типові представники рослинного покриву островів Мадейра – лаурисільва (a) та персея індійська *(Persea indica)* (b)

Протягом багатьох років лаурисільву вважали єдиним корінним типом лісу на островах, проте недавні дослідження показують наявність п'яти корінних типів лісових угруповань на Мадейрі: *Olea maderensis, Apollonias barbujana, Ocotea foetens, Persea indica, Erica arborea* (рис. 56b) (Claudino-Sales 2019). Загальна кількість представників судинних рослин на островах становить 1226 видів, включаючи місцеві та інтродуковані види, причому 123 з них – ендемічні.

Поєднання тропічних і середземноморських видів рослин визначає смарагдово-зелений колір островів, де цілий рік можна спостерігати цвітіння орхідей, стрілітцій, антуріум, магнолій та азалій.

Фауна островів представлена в основному птахами та комахами; великих диких ссавців тут немає. Найбільш типовий птах, символ лаурисільви, – ендемічний мадерійський голуб. Є й інші птахи-аборигени: мадерійський тайфунник і мадерійська золотомушка.



a



b

Рис. 57. Типові представники тваринного населення островів Мадейра – мадерійський голуб *(Columba trocaz)* (a) та тюлень-ченець *(Monachus monachus)* (b)

Тваринний світ Мадейри умовно поділяють на три групи: наземну, прибережну та морську фауну. Так само, залежно від фізичної структури, глибини й інших характеристик прибережна фауна заселяє 4 зони. Одним із найважливіших представників птахів є згаданий вище голуб *Columba trocaz*, що вважається емблемою лаурисільви (рис. 57a). Найбільш представленим класом наземної фауни Мадейри є комахи, які становлять приблизно 75% її видового складу, причому 20% з них – ендеміки островів. Наземні молюски налічують 31 родину із 291 видом.

У прибережній фауні наземної зони, що є перехідною між сушею та морем, домінують деякі ракоподібні, ящірки, комахи та птахи, а також ціанобактерії, поліхети. Інші три зони прибе-

режної фауни представлені багатьма видами риб. Дрібні води заселені представниками родини бичкових. Морська фауна островів багато в чому схожа на свій середземноморський аналог, що пояснюється географічним розташуванням Мадейри майже на одній із Гібралтарською протокою широті. Однак і тут виділяють притаманні лише цим островам види, зокрема рибу-шаблю чорну *(Aphanopus carbo)*, рибу-ящірку (Macrouridae) та деяких представників черепахових. Виділяються також китоподібні та тюлені-ченці *(Monachus monachus)*, яких місцеве населення називає «морськими вовками» (рис. 57b).

75% всього видового складу фауни Мадейри становлять комахи, причому 20% з них – ендеміки, наприклад зникаючий вид – мадерійська капустянка і тарантул, розміром з чоловічу долоню, що мешкає в пустельних районах островів Ілляш-Дезерташ[160].

Для охорони фауни регіональний уряд заснував природний парк Мадейри та три природні заповідники: Гаражау (єдиний у Португалії морський заповідник), а також Роша-ду-Навіу та Понта-де-Сан-Лоуренсу.



[160] **Ілляш-Дезерташ** – назва трьох безлюдних, невеликих за розміром островів вулканічного походження, розташованих за 25 км на південний схід від острова Мадейри в Атлантичному океані.

2.3. КАНАРСЬКІ ОСТРОВИ



Рис. 58. Канарські острови (Google Earth)

Акваторія –	Атлантичний океан
Географічний центр –	28°32'11" пн.ш. – 15°43'17 " зх.д.
Максимальна висота –	3718 м
Загальна площа –	7493 км^2

З історії…

Збереглися письмові свідчення, що в античні часи мандрівники нерідко досягали берегів Канарських островів, навідувалися сюди і карфагеняни. Якось, припливши до Канарських земель у V ст. до н.е. під проводом мореплавця Ганнона (рис. 59), вони виявили на острові ознаки життя людей – тоді заморських гостей зустріли лише руїни стародавніх споруд (Kroupa 2019). На цій підставі деякі сучасні вчені припускають, що до гуанчів[161] і жителів сусідніх островів ці землі населяв інший народ, але подробиці життя на стародавніх Канарах досі залишаються не до кінця з'ясованими.



Рис. 59. Ганнон Мореплавець

Ганнон Мореплавець (~V ст. до н.е.) – відомий карфагенський флотоводець і мореплавець. Здійснив першу відому в історії подорож вздовж берегів Африки. Походив з родини Магонідів.

Збереглися свідчення неодноразових відвідувань Канарських островів й іншими мандрівниками до їх завоювання Іспанією. Так, у середні віки Канарські острови відвідали арабські мореплавці, пізніше до берегів прибули французькі кораблі. У 1402

[161] **Гуанчі** – корінне населення острова Тенерифе з групи Канарських островів на час іспанського завоювання.

р. іспанці розпочали кампанію з колонізації Канарських островів. Їхня повноцінна колонізація зайняла майже сто років: деякі острови погодилися на укладання союзу з Іспанією, проте гуанчі з острова Тенерифе чинили потужний опір колонізаторам. Сили корінних жителів Тенерифе підірвала епідемія чуми, через що більшість населення винищилася. Деяким гуанчі вдалося вижити, проте на них чекала доля рабів під іспанським контролем.



Рис. 59. Френсіс Дрейк

Френсіс Дрейк (1540–1596) – англійський флотоводець, приватір, навігатор, работорговець, політик та інженер. Перший англієць і другий у світі капітан, що здійснив навколосвітню подорож на своєму кораблі «Золота лань».

Хоча Португалія нарівні з Іспанією претендувала на володіння Канарськими островами, врешті-решт вона погодилася визнати їх іспанською територією в рамках договору 1479 р. Але після того, як Іспанія формально закріпила за собою право володіння островами, їй належало довести свою спроможність утримувати владу над ними.

Починаючи з того моменту, як європейці почали активно освоюватися Новий Світ, острови стали важливим транзитним пунктом на шляху європейських кораблів. Природно, з'явилося багато охочих заволодіти цими землями, тому острови постійно атакували. Англійський мореплавець Френсіс Дрейк в 1595 р. спробував захопити Лас-Пальмас на острові Гран-Канарія (Olcina 2019) (рис. 60). Наприкінці XVIII ст. англійці зробили ще

одну спробу захопити Канари, цього разу атакувавши Тенерифе. У 1797 р. до берегів острова прибула армія адмірала Нельсона, та навіть йому не вдалося остаточно перемогти іспанські війська (Stewart 2022) (рис. 61). І ось уже протягом понад п'яти століть Іспанія залишається беззмінною володаркою європейської мрії.



Рис. 61. Горацio Нельсон

Горацio Нельсон (адмірал Нельсон) (1758–1805) – видатний британський флотоводець, віцеадмірал, 1-й бароні віконт Нельсон (пер Великої Британії), 1-й герцог Бронте (в Неаполітанському королівстві).

З 1821 Канарські острови були провінцією Іспанського королівства, а в 1982 вони отримали статус автономної області держави.

Природа…

Тектоніка та геологія

У геологічній будові Канарських островів переважають вулканічні гірські породи. Вулканічна історія островів та багатьх підводних гірських ланцюгів на північному сході від архіпелагу почалася близько 70 мільйонів років тому. Регіон Канарських островів усе ще вулканічно активний. Останнє виверження вулкана на суші відбулося у 1971 році, а останнє підводне виверження – у 2011–2012 роках (Carracedo et al. 2015).

Канарські острови являють собою архіпелаг вулканічних островів у північній частині Атлантичного океану, протяжністю

до 450 км, що простягається зі сходу на захід, за 100–500 км від узбережжя Північно-Західної Африки. Острови розташовані на африканській тектонічній плиті. Канарські острови є прикладом внутрішньоплитного вулканізму, оскільки вони знаходяться далеко (понад 600 км) від периферії Африканської плити (Elias, Alderton 2020).

Зі сходу на захід головні острови – Лансароте, Фуертевентура, Гран-Канарія, Тенерифе, Гомера, Ла-Пальма та Ієрро. Є також кілька невеликих островів й острівців. Сім головних Канарських островів виникли як окремі підводні вулкани ложа Атлантичного океану канарського регіону, на глинах від 1000 до 4000 м.

Вулканічні океанічні острови, такі як Канарські, формуються у глибоких частинах океанів. Такі типи острівних вулканічних споруд еволюціонують відповідно до таких стадій розвитку:

– *підводний етап;*
– *етап формування та нарощення щита;*
– *стадія спаду (Ла Пальма та Ієрро)*
– *стадія ерозії (Гомера)*
– *етап омолодження/постерозії (Фуертевентура, Лансароте, Гран-Канарія та Тенерифе).*

Лансароте та Фуертевентура є частинами єдиного вулканічного Канарського хребта. Ці два острови в минулому були одним островом. Частина хребта була занурена. Тепер Лансароте і Фуертевентура існують як окремі острови, розділені протокою завширшки 11 кілометрів і глибиною до 40 м (Troll, Carracedo 2016).

Вулканічна активність відбувалася протягом останніх 11 700 років на всіх основних островах, окрім Гомера (Tanguy, Scarth 2001).

Канарські острови відрізняються від деяких інших вулканічних океанічних островів, таких як Гавайські, кількома параметрами – наприклад, на Канарських островах є стратовулкани[162], структури стиснення та відсутність ділянок просідання.



Рис. 62. Вулкан Тейде

Як уже частково згадувалося, сім основних Канарських островів виникли як окремі підводні вулкани. Кожна підводна гора, утворена виверженням безлічі лавових потоків, згодом перетворилася на острів. На кожному острові тривали субаеральні вулканічні виверження. Тріщинні виверження домінували на Лансароте та Фуертевентурі, що призвело до формування відносно невисокого рельєфу з висотами нижче 1000 м. Інші острови

[162] **Стратовулкан** – тип вулкану, що має конічну форму і складається з багатьох шарів затверділої лави, тефри, пемзи і вулканічного попелу.

характеризуються значно пересіченішою місцевістю та загалом гористі. Зокрема на Тенерифе вулканічна споруда Тейде височіє приблизно на 7500 м над ложем океану (близько 3780 м під водою і 3715 м над рівнем моря) (рис. 62) (Fairbridge (Ed.) 1997).

Вік найстаріших субаерально вивержених лав на кожному острові зменшується зі сходу на захід уздовж ланцюга островів: Лансароте–Фуертевентура (20,2 млн років), Гран-Канарія (14,6 млн років), Тенерифе (11,9 млн років), Гомера (9,4 млн років), Ла-Пальма (1,7 млн років) та Ієрро (1,1 млн років) (Carracedo, Troll (Eds.) 2013).

Основні типи вулканічних порід, виявлені на Канарських островах, – це переважно лужні базальти, базаніти, фоноліти[163], трахіти, нефелініти[164], трахіандезити, тефрити[165] та ріоліти[166] (Carracedo, Troll 2021).

Виходи з глибинних гірських порід (наприклад, сієнітів[167], габро і піроксенітів) спостерігаються на Фуертевентурі, Гомера та Ла-Пальма. Крім деяких островів Кабо-Верде (ще одна група островів в Атлантичному океані, приблизно в 1400 км на південний захід від Канарських), Фуертевентура – єдиний океанічний острів, на якому відомі виходи карбонатиту[168] (Bell, Tilton 2002).

---

[163] **Фоноліт** – темно-кольорова магматична гірська порода, ефузивний аналог нефелінових сієнітів порфірової або афірової структури.

[164] **Нефелініт** – лужна ефузивна (вулканічна) гірська порода, що складається з вкраплень нефеліну та лужного клинопіроксену (егірин–авгіт) у скловатній основній масі.

[165] **Тефрит** – ефузивна гірська порода тералітового типу.

[166] **Ріоліт** – магматична гірська порода, що утворилася внаслідок застигання вулканічної лави на земній поверхні.

[167] **Сієніт** – кристалічна, зерниста глибинна магматична гірська порода, яка складається на 60-90% з лужного польового шпату (ортоклазу) та рогової обманки.

[168] **Карбонатит** – гірська порода магматичного чи метасоматичного походження, складена переважно (понад 50% обсягу) природними карбонатами.

Було запропоновано кілька гіпотез, що пояснювали вулканізм Канарських островів (Vonlanthen et al. 2006). Дві гіпотези привернули найбільшу увагу геологів:

– *вулканізм пов'язаний з тріщинами земної кори, що простягаються від Атлаських гір у Марокко;*
– *вулканізм викликаний тим, що Африканська плита повільно рухається над гарячою мантійною точкою*[169]*. Наразі «гаряча точка» – це пояснення, прийняте більшістю геологів, які вивчають Канарські острови.*

Клімат

Незважаючи на близьке розташування архіпелагу до Африки, клімат Канарських островів суттєво відрізняється від жаркої північної частини Африки – Сахари. На архіпелазі домінує тропічний пасатний клімат, тут доволі сухо і тепло протягом всього року. Цікаво, що погодний режим над Канарськими островами формується завдяки інтенсивній взаємодії африканських сухих вітрів харматанів[170] та вологих пасатів, що дмуть з Атлантики.

Характерними кліматичними особливостями вирізняються деякі острови архіпелагу. Зокрема, на островах у південній частині сухіше, а на північних схилах – значно вологіше, що сприяє росту тропічних лісів, які буйно ростуть на цих територіях.

Найвищі острови архіпелагу (Тенерифе, Ла-Пальма і Гран-Канарія) відмінні від решти островів архіпелагу пересіченим і високим рельєфом, який сприяє формуванню на них особливої погоди. Біля підніжжя вулканічних споруд – тепло і сухо, та чим вище, тим прохолоднішим стає місцевий клімат. На висотах по-

[169] **«Гаряча точка»** – район тривалого вулканізму з розплавами мантійного походження.

[170] **Харматан** – сухий і пиловий північно-східний пасат, що дме у Західній Африці з Сахари у напрямку до Гвінейської затоки в період з листопада по березень.

над 2000 м над рівнем моря взимку можливі снігопади. Випадки випадання снігів на Канарських островах були зафіксовані і в літній період. Саме тому найбільші острови архіпелагу часто називають мініатюрними континентами.

Східні острови посушливіші за інші, оскільки на них істотно впливають сухі та жаркі вітри Сахари.

З іншого боку, Атлантичний океан, зокрема його течії, безпосередньо впливає на клімат південних островів.

Загалом архіпелагу притаманний доволі рівномірний розподіл температури. Абсолютна більшість днів на архіпелазі теплі і безхмарні. Температура океану стала протягом року і рідко опускається нижче +20 °С. На узбережжі Канарських островів температура взимку практично не опускається нижче +10 °С і рідко піднімається вище +25 °С, тоді як влітку рідко знижується до +20 °С, проте часто перевищує +30 °С.

На Канарських островах добре помітна різниця в об'ємі та режимі опадів. Наприклад, у деяких районах острова Ла-Пальма річна кількість опадів перевищує 1200 мм. На східних островах їх кількість менша, ніж на західних. Саме тому острови Фуертевентура та Лансароте характеризуються посушливим напівпустельним кліматом.

Через різноманіття мікрокліматів на одному й тому ж острові можна відшукати місця, де виростають вологі ліси, а також райони, де посуха – домінуюча ознака.

Особливістю деяких районів на Канарських островах є наявність відносно високих гір на узбережжі. Вони сприяють інтенсивній конденсації вологи з повітряних мас, що надходять з океану, і призводять до явищ, відомих як море хмар, що загалом зумовлює підвищення вологості повітря на цих територіях і збільшення кількості опадів, які благотворно впливають на рослинність.

Вітри на Канарських островах зазвичай дмуть із північного сходу. Саме вони є причиною утворення вищезгаданого моря хмар у середніх та високих шарах атмосфери. Вітри зі сходу (з

африканського узбережжя), сироко, здебільшого супроводжуються калімою, тобто пилом із пустелі Сахара, що іноді досягає високої щільності.

Органічний світ

Тенерифе, найбільший і найвищий острів Канар, має найбільше біорізноманіття на всьому архіпелазі. Тут мешкає понад 800 унікальних видів представників флори та фауни. Крім того, цікавий той факт, що на Канарських островах, які становлять лише 1,5% від іспанської території, мешкає більше половини всіх ендемічних видів цієї країни.

Одна з головних особливостей островів – надзвичайно різка зміна рослинності на відстанях всього кількох сотень метрів. Причиною такого явища є висока пересіченість рельєфу та різноманіття мікрокліматів, що формують до 6-ти різних екосистем. Отже, у прибережних районах спостерігаються зарості канарського *(Euphórbia canariénsis)* та бальзамічного молочаю *(Euphórbia balsamífera)* (рис. 63а), які характерні для пустель та посушливих районів. Натомість у вищих районах з'являється типова рослинність Середземномор'я: чагарники, термофільні ліси[171], наявні значні площі соснових лісів. Там же серед дерев росте ялівець, дикі оливки, пальми і навіть драцени, які є одним з головних символів Канарських островів.

У північній частині острова ростуть багаті ліси, які одержують достатню кількість вологи завдяки пасатам. Окремими гаями тут ростуть справжні живі реліквії – канарські лаврові ліси, які в третинному періоді займали більшу частину території Середземноморського басейну, але згодом практично зникли.

Над цими лісами, також відомими як Монтеверде, поступово з'являються соснові ліси, особливо у південній частині островів.

[171] **Термофільні ліси** – теплолюбні лісостани.

На Тенерифе, як вже згадувалося, чітко простежується шість екосистем, у яких рослинність розподіляється залежно від висоти та орієнтації:

– ***зона «Cardonal-Tabaibal».*** *Починається від узбережжя і простягається до висоти 700 м над рівнем моря. Тут ростуть чагарники-ксерофіти, добре пристосовані до посух, сильних вітрів і пекучого сонця. Серед них безліч ендемічних видів;*
– ***термофільні ліси.*** *Для цієї перехідної зони, розташованої на висотах 200–600 м над рівнем моря, характерні достатня кількість опадів та помірні температури, що сприяють росту ялівцю, драцен і пальм;*
– ***лаврові гаї.*** *Густі ліси з великими деревами, що збереглися з третинного періоду. Займають здебільшого висоти від 500 до 1000 м над рівнем моря. У них також ростуть різні види папоротей, лаврових дерев, дрібнолисті падуби та персеї індійські;*
– ***зона «Fayal-Brezal».*** *Охоплює висоти від 1000 до 1500 м над рівнем моря і має велике значення для місцевого лісового господарства;*
– ***соснові ліси.*** *На Тенерифе розташовані на висотах від 800 до 2000 м над рівнем моря;*
– ***високогірна зона.*** *На висоті понад 2000 м клімат дуже сухий, з екстремальними температурами та палючим сонцем. У флорі цієї області здебільшого домінують добре пристосовані до таких умов ендемічні рослини, такі як Синяк Вільдпрета (Echium wildpretii), Дрок льняний (Genīsta linifōlia) та фіалка Тейде (Viola cheiranthifolia)* (рис. 63b).

Фауна Тенерифе, як і решти островів, пов'язана з фауною північної Африки і південної Європи. Однак головною відмінністю Канарських острова є висока частка ендемічних видів, чому

сприяли умови генетичної ізоляції, насамперед для тих тварин, що проживають на острові.



a **b**

Рис. 63. Типові представники рослинного покриву Канарських островів – бальзамічний молочай *(Euphórbia balsamífera)* (a) та фіалка Тейде *(Viola cheiranthifolia)* (b)

На Тенерифе ендемічні види зосереджені здебільшого в областях Анага, Тено і Каньядас-дель-Тейде. Окремо варто виділити таку групу тварин, як безхребетні, що налічує загалом близько 3 тисяч видів, 40% з яких ендемічні. Вражає й той факт, що протягом року на Канарських островах водиться понад 200 видів птахів.

Чаплі або качки, наприклад, мігрують та прилітають на острови, щоб перезимувати. Інші види птахів, такі як канарський та лавровий голуби (рис. 64a), блакитний зяблик, є унікальними видами на планеті, які живуть лише на Канарських островах. У певних зонах узбережжя спостерігаються атлантичні строкаті буревісники та скопи.

Група ссавців представлена 13-ма видами, здебільшого завезеними на острови людиною. Поява на островах корінних жи-

телів 2500 тисяч років тому привела до появи тут овець, кіз, собак і свиней. Всі вони настільки добре адаптувалися до тутешніх умов, що на Канарських островах були виділені корінні породи цих тварин. Так само були завезені й кролі, щури, землерийки й алжирські їжаки. Нещодавно на островах з'явився європейський або корсиканський муфлон, випущений в Національний парк Тейде заради полювання.



a **b**

Рис. 64. Типові представники тваринного населення Канарських островів – лавровий голуб *(Columba bollii)* (a) та ящірка канарська *(Gallotia galloti)* (b)

Рептилій на Канарських островах дуже багато. Вони заслуговують на особливу увагу, оскільки тут водяться унікальні види. На острові поширені п'ять видів, серед яких ендемічна плямиста ящірка Тенерифе *(Gallotia intermedia)*. Інші – сцинк і особливий унікальний вид ящірки – ящірка канарська *(Gallotia galloti)* (рис. 64b), стінний гекон Тенерифе і турецький напівпалий гекон.

Серед амфібій на островах відомі два види жаб, завезених європейцями. У деяких ущелинах Анага і Тено знайдений вид вугрів, якому загрожує зникнення.

Крім того, на Канарські острови припливають «туристи» з різних районів світу. Тут можна зустріти види, що мешкають зазвичай у холодних водах Північної Атлантики, помірному поясі і навіть прибувають сюди із Карибського басейну, наприклад, різні види морських черепах. Канарські острови вважаються найкращими місцями на планеті для спостереження за китами.



2.4. ОСТРОВИ ЗЕЛЕНОГО МИСУ (КАБО-ВЕРДЕ)

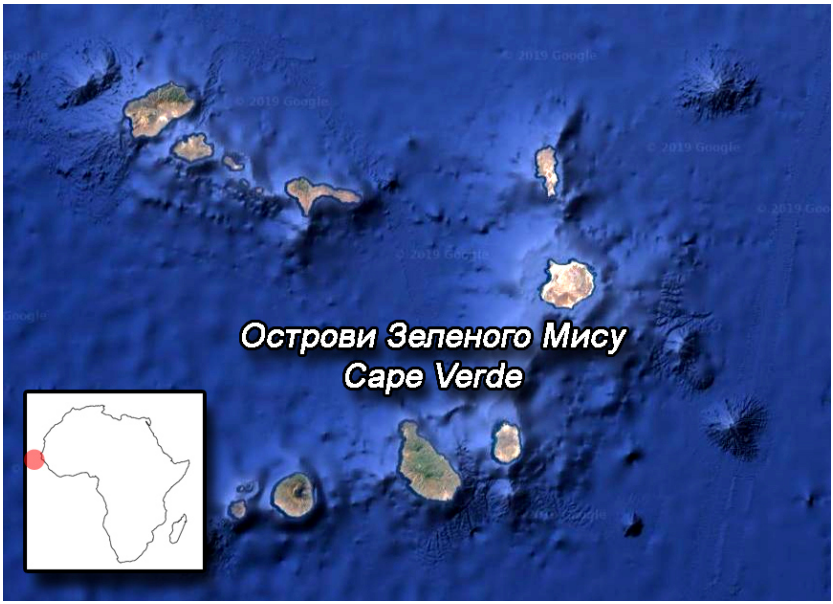


Рис. 65. Острови Зеленого Мису (Кабо-Верде) (Google Earth)

Акваторія –	Атлантичний океан
Географічний центр –	14°55'00'' пн.ш. – 23°31'00'' зх.д.
Максимальна висота –	2828 м
Загальна площа –	4033 км^2

З історії…

До приходу європейців острови Зеленого Мису найімовірніше були безлюдними. Вважається, що першими їх віднайшли генуезькі та португальські мореплавці близько 1456 року. Відповідно до португальських офіційних історичних даних, першим досяг островів був уродженець Генуї Антоніу де Нолі. Згодом португальський король Афонсу V призначив його губернатором Кабо-Верде (Bussotti 2020) (рис. 66).



Рис. 66. Антоніу де Нолі

Антоніу де Нолі (1415 або 1419–?) – генуезький дворянин і мореплавець XV століття, перший губернатор найдавнішої європейської заморської колонії в Африці на південь від Сахари.

Серед інших мореплавців, які зробили внесок у відкриття архіпелагу Кабо-Верде, варто згадати Діого Діаса, Діого Афонсу, уродженеця Венеції Альвізе Кадамосто та Діого Гоміша (який супроводжував Антоніу де Нолі під час його відкриття та стверджував, що був першим, хто ступив на острів Сантьяго, і першим дав йому назву).

У 1462 році португальські колоністи прибули на Сантьяго і заснували перше поселення, яке згодом одержало назву Рібейра-Гранде. Тепер воно має назву Сідаде-Велья («Старе місто»), щоб відрізняти його від однойменного міста на іншому острові архі-



пелагу: Рібейра-Гранді на острові Санту-Антао. Цікаво, що Рібейра-Гранде було найпершим європейським поселенням у тропіках, де мешканці жили постійно.

У XVI столітті острови Зеленого Мису процвітали завдяки інтенсивній у цьому регіоні атлантики работоргівлі. На острови та португальські поселення досить часто робили нальоти пірати. Так, знаменитий Френсіс Дрейк, англійський капер[172], двічі пограбував тодішню столицю островів – Рібейра-Гранде у 1585 році, коли вона входила до складу Іберійської унії[173] (Roe 2020). Після нападу французів у 1712 році значення міста впало в порівнянні з сусідньою Прайєю, до якої перейшли функції столиці архіпелагу в 1770 році (de Cambraia Martins 2021).

Практично повне припинення работоргівлі у XIX столітті призвело до затяжної економічної кризи не лише на архіпелазі, а й у тих країнах, які інтенсивно нею займалися. Через це процвітання Кабо-Верде поступово зникло. Однак розташування островів з обох боків від морських шляхів в Атлантиці зробило архіпелаг чудовим місцем для постачання суден. Завдяки своїй прекрасній гавані, місто Мінделу, розташоване на острові Сан-Вісенті, перетворилося на важливий торговельний вузол у XIX столітті. Як підтвердження сказаного – острови Зеленого Мису стали першою зупинкою подорожі Чарльза Дарвіна[174] з HMS Бігль у 1832 році.

Через незначну кількість природних ресурсів та мізерні інвестиції з боку португальців, населення островів ставало чимраз більше незадоволеним колоніальними господарями, які, проте,

---

[172] **Капер (корсар, приватир)** – приватні особи, які з дозволу верховної влади держави, що воює, використовували озброєне судно (яке також називалось капером, приватиром чи корсаром) з метою захоплення купецьких кораблів супротивника, а у певних випадках – і нейтральних держав.

[173] **Іберійська унія (союз)** – сучасне позначення історичної політичної унії, яка об'єднала Іберійський півострів у 1580—1640 роках внаслідок династичної унії корон Іспанії та Португалії.

[174] **Чарлз Дарвін (1809–1882)** – англійський науковець, що створив теорію еволюції і запропонував разом з Альфредом Расселом Воллесом принципи природного добору

відмовлялися надати місцевій владі значну автономію. У 1951 році португальська влада змінила статус Кабо-Верде з колонії на заморську провінцію у відчайдушній спробі зупинити націоналізм, що стрімко зростав.



Рис. 67. Амілкар Кабрал

Амілкар Кабрал (1924–1973) – політичний діяч і революціонер Гвінеї-Бісау й Кабо-Верде, один із засновників і генеральний секретар партії ПАІГК, теоретик антиімперіалістичної та національно-визвольної боротьби.

У 1956 році Амілкар Кабрал та його соратники з Кабо-Верде, а також гвінейці організували у Португальській Гвінеї підпільну Африканську партію незалежності Гвінеї та Кабо-Верде (ПАІГК) (Blackey 1974) (рис. 67). Організація вимагала поліпшення низки економічних, гострих соціальних та нестабільних політичних умов у Кабо-Верде та Португальській Гвінеї і стала основою руху в боротьбі за незалежність цих двох країн. Перемістивши свою штаб-квартиру в Конакрі[175] у 1960 році, Гвінея під проводом ПАІГК розпочала збройне повстання проти Португалії в 1963 році. Зрештою, диверсійні акти переросли у війну в Португальській Гвінеї, в якій 10 000 солдатів ПАІГК,

[175] **Конакрі** – столиця (з 1958) та найбільше місто Гвінеї, адміністративний центр провінції Конакрі.

підтримуваних Радянським блоком, виступили проти 35 000 португальських і африканських солдатів.

До 1972 р. ПАІГК контролювала більшу частину території Португальської Гвінеї, незважаючи на значно більший контингент португальських військ. Порте ця організація не намагалася порушити контроль Португалії на Кабо-Верде. Португальська Гвінея проголосила свою незалежність у 1973 році та де-юре здобула незалежність у 1974 році. Рух, що почався за незалежність, під крівництвом спершу Амілкаром Кабралом, який був вбитий у 1973 році, перейшов до його зведеного брата Луїса Кабрала і привів до здобуття незалежності архіпелагом у 1975 році.

Природа…

Тектоніка та геологія

У геологічному відношенні острови Зеленого мису, що загалом охоплюють площу понад 4033 км^2, переважно складені магматичними гірськими породами, з численними вулканічними структурами та пірокластичними осередками, що становлять більшу частину архіпелагу (Barker et al. 2021). У вулканічних та плутонічних[176] гірських породах істотно переважають основні.

Магнітні аномалії, виявлені на периферії архіпелагу, досить точно вказують на вік утворення островів – 125–150 мільйонів років тому: острови на заході датуються від 8 до 20 мільйонів років на сході (Casson et al. 2020). Найстаріші гірські породи спостерігаються на Маю та півночі острова Сантьяго – їх вік становить 128–131 мільйонів років. Перший етап вулканізму на островах почався в ранньому міоцені і досяг свого піку наприкінці цього періоду, коли острови наростили свої максимальні розміри.

[176] **Плутонічні (інтрузивні) гірські породи** – породи вулканічного походження, що утворилися під поверхнею Землі.

Острови лежать на батиметричному валу, відомому як підняття Кабо-Верде (Barker et al. 2019). Це підняття є одним із найбільших виступів у Світовому океані, в середньому піднімаючись на 2,2 км у напівкруглій області площею 1200 км^2, що загалом пов'язано із формою геоїда (Jung, Rabinowitz 2019).



Рис. 68. Вулкан Піку-ду-Фого

Останнє виверження вулкана Піку-ду-Фого відбулося у 2014 році (рис. 68). Він є найбільшим діючим вулканом у регіоні. У нього сформована велика кальдера діаметром 8 кілометрів, краї якої здійняті на висоту 1600 метрів над рівнем моря, і внутрішній конус, який сягає 2829 метрів над рівнем моря. Кальдера виникла в результаті осідання після часткового виснаження магматичного вогнища вздовж циліндричної колони на глибині близько 8 кілометрів (Melian et al. 2021).

Клімат

На архіпелазі Кабо-Верде клімат особливий. По суті, це тропічний посушливий клімат із не надто високою температурою, незважаючи на широту. Спричинено це як прохолодною морською течією, так і пасатами, які постійно дмуть із північного сходу, особливо з листопада по травень.

Цікаво, що клімат островів Зеленого Мису значно м'який, ніж на сусідньому африканському континенті, завдяки довколишнім океанічним просторам, які згладжують температуру на островах архіпелагу, а холодні атлантичні течії формують доволі стійку суху атмосферу.

Важливим фактором кліматотворення є практична відсутність істотного впливу апвелінгу[177] в межах архіпелагу, який, навпаки, чинить відчутний вплив на західноафриканське узбережжя, тому температура повітря тут нижча, ніж у Сенегалі, проте океану вища. Орографія окремих островів, як-от Сантьяго, з гірськими масивами, вкритими густими лісами і пишною рослинністю, сприяє конденсації вологого повітря і наповненню вологою тутешніх мусонних лісів. На більш високих островах і відповідно більш вологих, виключно в гірських районах, таких як острів Санту-Антау, клімат сприятливий для формування сухих мусонних, а також лаврових лісів (Neto et al. 2020; Varela et al. 2022). Середньодобові високі температури коливаються від +26 °C у лютому до +31 °C у вересні. Кабо-Верде є частиною посушливого поясу Сахелю. Із серпня до жовтня опади нерегулярні, з частими короткими сильними зливами. Пік опадів характерний для вересня.

Острови поділяються на дві групи: на півночі – Барлавенто, або Навітряні острови (Санту-Антау, Сан-Вісенте, Санта-Лузія, Сан-Ніколау, Ілья-ду-Сал, Боа-Віста), які мають більш посушливий клімат, і на півдні – Сотавенто або Підвітряні острови (Маю,

[177] **Апвелінг** – підйом глибинних вод у верхні шари океану.

Сантьяго, Фогу, Брава), на яких дещо більше опадів. Острови Барлавенто на півночі, безумовно, є класичною пустелею, оскільки на них випадає менше 100 мм опадів на рік, тоді як південні острови одержують від 200 до 300 мм опадів.

Залежно від висоти та середньої річної кількості опадів, що становить менше 100 мм у посушливих районах узбережжя, якот у Дезерто-де-Віана[178], поблизу містечка Сал-Рей, до більш ніж 1000 міліметрів у гірських регіонах.

В обох групах островів у низинних районах і вздовж узбережжя спостерігаються рідкісні дощі, зосереджені в період із серпня по жовтень (а іноді й у липні), що водночас є найтеплішим періодом року. Опади випадають досить нерегулярно – це означає, що в певні роки вони дуже рідкісні або взагалі відсутні, тоді як в інші роки випадає значна їх кількість, зазвичай зосереджена протягом кількох днів (або навіть лише одного), що може призвести до зсувів і повеней, через дефіцит рослинності, як це сталося у вересні 2012 року на островах Сал і Боа-Віста (Costa 2020).

Острови Сал, Боа-Віста та Маю мають рівнинний ландшафт і посушливий клімат, тоді як інші острови, здебільшого гористі, одержують більше опадів і мають багатшу рослинність.

Архіпелаг можна розділити на чотири екологічні зони:

– *посушливі;*
– *напівзасушливі;*
– *субгумідні;*
– *вологі.*

На деяких островах, таких як Сантьяго, більш вологий клімат у центральних частинах та східних узбережжях контрастує з більш сухим кліматом на південно-західних.

[178] **Дезерто-де-Віана** – піщана пустеля у північно-західній частині острова Боа-Віста.

Через близькість до Сахари більшість островів Кабо-Верде посушливі, але на островах з високими горами і чим далі від узбережжя, завдяки складній орографії, вологість набагато вища, що забезпечує можливість формуватися тропічних лісам, хоч й істотно постраждалим від негативного впливу людини. На північно-східних схилах гірських масивів часто випадає багато опадів, проте в південно-західних – їх практично немає. Загалом архіпелаг Кабо-Верде розташований в екорегіоні сухих лісів островів Зеленого Мису.

Що стосується температури в Кабо-Верде, то з липня по листопад спостерігається жаркий і душний період, а з грудня по червень – більш помірний і сухий, протягом якого постійно дмуть північно-східні пасати. Протягом найхолоднішого сезону, з січня по березень, денна температура становить близько +23–24 °C на островах Барлавенто та близько +26–27 °C на островах Сотавенто, тоді як нічні мінімуми на кілька градусів нижчі, близько +19–20 °C.

У Кабо-Верде рідко буває дуже жарко, однак іноді температура може досягати +35–37 °C з травня по жовтень, коли вітер дме з африканського континенту.

У листопаді активізуються північно-східні пасати, які поступово знижують температуру. Іноді погодні умови змінюються, і на зміну пасатам приходить Харматан, який приносить пилові та піщані бурі, погіршуючи видимість і перешкоджаючи діяльності людини.

Навіть у посушливий період, з грудня по червень, на північних схилах пагорбів і гір може утворюватися невелика хмарність, іти невеликий дощ або мряка.

Кількість сонячного світла в Кабо-Верде висока цілий рік, найбільших значень досягає у період з березня по червень. Між липнем і початком жовтня, тобто в найтепліший і відносно дощовий період, небо може бути хмарним протягом довшого або коротшого періоду. У Праї – столиці Кабо Верде з липня по вересень кількість сонячного світла падає до 6–7 годин на день,

тоді як на північних островах, з меншою хмарністю, вона залишається трохи вищою 7–8 годин.

Урагани, що прямують до Західної півкулі, часто зароджуються поблизу островів Зеленого Мису. Їх називають ураганами типу Кабо-Верде. Ці урагани можуть стати дуже сильними, оскільки перетинають теплі води Атлантики. Самі острови лише двічі зазнавали впливу ураганів за увесь період спостережень (з 1851 року): один раз у 1892 та у 2015 роках опинилися під впливом урагана Фред, найсхіднішим ураганом, який коли-небудь формувався в Атлантиці (Dieng et al. 2021).

Кабо-Верде посідає восьме місце серед країн, які перебувають під загрозою зникнення через підвищення рівня Світового океану внаслідок глобальних кліматичних змін.

Органічний світ

Ґрунти еродовані, переважають кам'янисті та щебнисті їх відміни. Великі солончаки розташовані на островах Сал і Маю.



a **b**

Рис. 69. Типові представники рослинного покриву Кабо-Верде – калотропіс високий *(Calotropis procera)* (a) та ліси острова Брава (b)

Флора і фауна багаті на ендемічні види. Місцевих рослин налічується щонайменше 450 видів та близько 150 завезених. Фауна архіпелагу здебільшого представлена птахами.

Рослинність надзвичайно бідна. У горах поширені акації, калотропіси (рис. 69a), хвойні – представлені здебільшого кипарисами, соснами та евкаліпти, у долинах – мигдаль, кокосові та фінікові пальми. Зустрічаються баобаби, драконові дерева та манго. Найзеленіший острів Кабо-Верде – Брава (рис. 69b), іноді ще називають островом квітів.



a



b

Рис. 70. Типові представники тваринного населення Кабо-Верде – чепура велика *(Ardea alba)* (a) та баракуда велика *(Sphyraena barracuda)* (b)

Вирубування лісів на островах призвело до майже повного зникнення річок, їхні русла заповнюються водою лише під час інтенсивних опадів. Основними джерелами прісної води є колодязі та свердловини.

Уже згадувалося, у фауні домінують птахи – чепури великі (рис. 70a), глушеці, рибалочки, кулики, морські чайки, перепели, папуги, соколи, фламінго, фрегати. Надзвичайно багато видів

ящірок. Чимало видів тварин завезені першими поселенцями – велика рогата худоба, кішки, кролики, щури, миші, мавпи та собаки.

Різноманітний світ комах. Прибережні води островів багаті на рибу – баракуда (рис. 70b), кефаль, лосось, скумбрія, мурена, оселедець, тунець. Багато акул, лангустів і молюсків. Поширені кити та морські черепахи.

На островах Сантьяго, Санту-Антао та Сан-Ніколау посушливі схили місцями змінюються полями цукрової тростини або банановими плантаціями, розташованими біля підніжжя високих гір.



2.5. ОСТРОВИ БІЖАГОШ

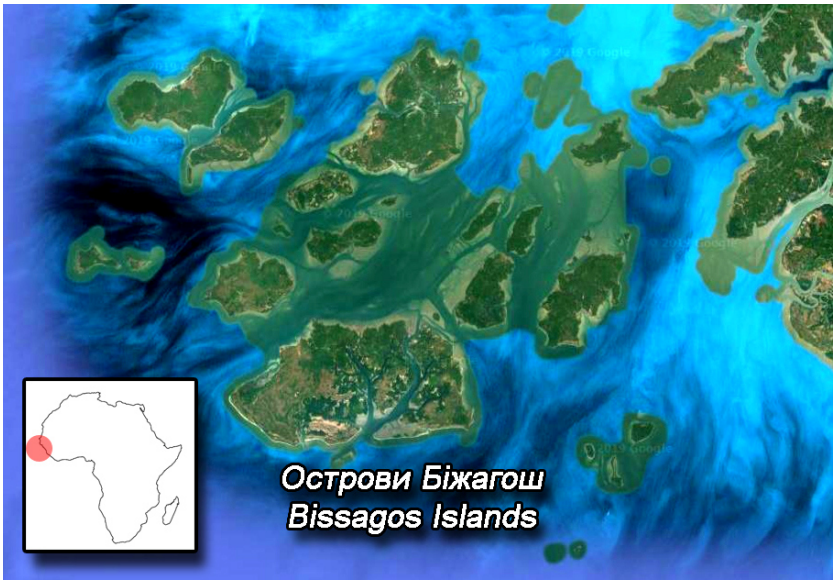


Рис. 71. Острови Біжагош (Google Earth)

Акваторія –	Атлантичний океан
Географічний центр –	11°15'00" пн.ш. – 16°05'00" зх.д.
Максимальна висота –	300 м
Загальна площа –	2624 км^2

З історії…

Архіпелаг Біжагош – скупчення островів біля узбережжя західноафриканської держави Гвінея-Бісау. Це напівтропічна земля з багатою флорою, фауною та природними ресурсами. Незважаючи на століття работоргівлі та колоніального гноблення, корінні біжагожці продовжують сповідувати свою давню анімістичну релігію[179], яка обмежує доступ і діяльність людини у священні місця островів. Ці традиційні методи управління та вірувань посприяли збереженню біорізноманіття островів.

Наші знання про ранню історію островів Біжагош розпочинаються з невеликого острова Болама та базовані здебільшого на європейських джерелах (Hair 1997). Район естуарію Ріо-Джеба – або «Ріо-Гранде», як його спочатку називали, – вперше відвідали європейці у 1450-х роках. Першим з португальських кораблів, що прибув до островів у 1456 році, ймовірно, був той, на якому подорожував Діогу Гоміш (рис. 72).

Звіт про цю подорож, відредагований ученим тієї ж епохи у 1490-х роках, на основі усного оповідання Діогу Гоміша в похилому віці, вказує, що португальці висадилися вздовж Ріо-Джеба та побачили чимало диких тварин.

Португальські торговці та работорговці почали колонізацію Гвінеї-Бісау приблизно у 1446 році. На піку свого розквіту португальська работоргівля була зосереджена навколо Гвінеї-Бісау, але португальці не змогли встановити повного панування над архіпелагом, чия дика місцевість дозволяла корінному населенню уникнути захоплення, а у XVIII ст. торгівля перемістилася на південь до Анголи, перш ніж остаточно припинилася у XIX ст. Протягом XVIII та XIX століть Британія, Франція та Португалія намагалися завоювати острів Болама або принаймні

[179] **Анімізм** – віра в існування душ і духів, що управляють людьми, тваринами, предметами, явищами природи тощо.

підкорити його населення, та неодноразово стикалися із сильним опором. Португалія зрештою заволоділа архіпелагом у 1870 році, а в 1936 році, після п'яти століть тривалої колоніальної присутності вздовж узбережжя Бісау, вона оголосила, що архіпелаг Біжагош «завойований».



Рис. 72. Діогу Гоміш

Діогу Гоміш (1420–1502) – португальський мореплавець і дослідник, що здійснював свої подорожі, перебуваючи на службі у португальського принца Енріке Мореплавця. Брав участь в експедиціях з дослідження Гамбії та Сенегалу.

У першій половині XX століття мешканці архіпелагу страждали від важкої примусової праці, змушені лазити на пальми, щоб збирати фрукти, з яких добували ядра й олію, будували устаткування для фабрик і машини, які використовували португальці та британці під час індустріалізації своїх країн. Біджагожці чинили тривалий опір на всьому архіпелазі з 1917 по 1925 рік, що призвело до подальшого португальського гноблення, включаючи політику повної сегрегації корінних народів від колоніальних.

У 1974 році Гвінея-Бісау врешті здобула незалежність від Португалії після десятирічної визвольної боротьби, однієї з найвідоміших і найкривавіших на всьому африканському континенті.

Бажігожці залишаються традиційним народом, який налічує приблизно 25 000 осіб, більшість з яких сповідує власну віру

та розмовляє своєю етнічною мовою, на додаток до португальсько-африканської креольської мови, якою розмовляє більшість громадян Гвінеї-Бісау.

Природа…

Тектоніка та геологія

Відклади на континентальному шельфі біля Гвінеї-Бісау і Сьєрра-Леоне[180] в основному теригенні й утворені водними потоками (McMaster et. al. 1971). За винятком частини теригенного матеріалу, що простягається в бік моря від дельти до острова Оранго, більшість відкладів на зовнішньому шельфі та верхньому схилі багаті мілководними біогенними карбонатами та вивітреним глауконітом[181], що свідчить про істотне обмеження морського переносу уламкових відкладів як тепер, так і під час останньої регресії.

Загалом поверхневі відклади являють собою піски від середньо- до дрібнозернистого, добре сортовані. Здебільшого їхні товщі накопичувалися в плейстоцені. Однак голоценова трансгресія та супутні процеси навколишнього середовища змінили ці відклади так, що характерні параметри розміру зерен, які маркували їх початкове середовище осадонакопичення, більше не можуть бути виявлені.

Мули та глини на фронті дельти Біжагош, принесені річками Кашеу, Гебою та, ймовірно, Казамансом, і є єдиними відкладами, які накопичуються на середньому або зовнішньому шельфі цієї області. Прибережні та припливні течії, можливо, перемістили частину цього осаду на південь, звідки він потрапив у глибоководні частини океану.

---

[180] **Сьєрра-Леоне** – держава в Західній Африці, на узбережжі Атлантичного океану.

[181] **Глауконіт** – мінерал, класу силікатів групи гідрослюд, до складу якого входять кремній, алюміній, калій, залізо та ін., належить до групи слюд.

Клімат

На архіпелазі Біжагош клімат тропічний, жаркий протягом всього року, з сухим сезоном з листопада по травень і сезоном дощів з червня по жовтень, спричиненого африканськими мусонами. Найжаркіший період триває з лютого по травень, перед дощами, тоді як сезон дощів, хоч і менш спекотний, але дуже душний. Вздовж берегової лінії клімат пом'якшується бризами.

Мусонні дощі надзвичайно інтенсивні, особливо з липня по вересень, коли вони можуть спричинити масштабні повені. Крім того, небо в цей період часто протягом тривлого часу хмарне. Серпень – найбільш дощовий місяць. Кількість опадів перевищує 2000 мм на рік.

Взимку тут гарна погода, і повітря сухе через домінуючий вітер Харматтан, який дме з пустелі та може приносити пил, що робить небо білуватим. Зазвичай температура вдень становить близько +30 °C, але іноді вона може досягати +40 °C. Проте саме ця пора року тут вважається найкращою.

Починаючи з лютого як температура, так і вологість поступово зростають, досягаючи піку між березнем і травнем, коли температура може легко перевищувати +40 °C. Із з червня дощі знижують температуру приблизно до +29–30 °C.

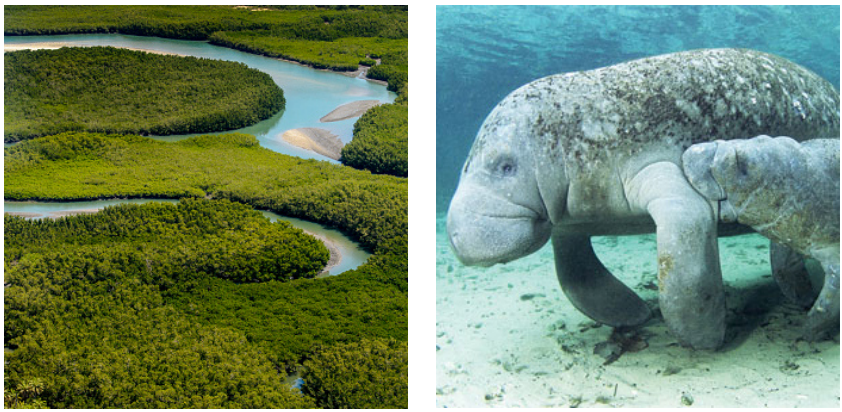
Море завжди достатньо тепле, хоча воно тепліше з червня по листопад, коли температура води становить близько +28 °C, а в березні та квітні вона знижується до +24 °C.

В океані на захід від Сенегалу є область, де починають формуватися урагани – тропічні циклони Атлантики; після формування вони рухаються на захід або північний захід і прямують до Карибського моря. Загалом країна не страждає від ураганів, оскільки вони розвиваються на значній відстані, однак іноді ураган може утворюватися на невеликій відстані від узбережжя та впливати також на Гвінею-Бісау опадами, а також штормовими хвилями, які потенційно можуть завдати значної шкоди невисоким островам, як це сталося на початку вересня 2015 року з ураганом «Фред».

Зазвичай урагани утворюються в цьому районі в серпні та вересні.

Органічний світ

За межами припливно-відпливної зони мангрова рослинність змінюється прісноводними болотяними лісами (рис. 73а), а далі – лісами твердої землі. У тутешніх лісах чимало корисних рослин; серед них олійна пальма, пальма рафія, низка порід, що дають цінну деревину.



a **b**

Рис. 73. Живий світ архіпелагу Біжагош – болотяні ліси (a) та африканський ламантин *(Trichechus senegalensis)* (b)

Нещодавно «освоєні» мангровими лісами свіжі річкові та морські наноси ледь торкнулися процесами ґрунтоутворення. Під старішими лісами формуються болотяні, багаті на перегній ґрунти. У природному стані вони засолені, але при припиненні припливу солоної морської води швидко промиваються дощовими та повеневими водами і здатні давати високі врожаї рису.

Тваринний світ островів Біжагош, як і континентальної частини Гвінеї-Бісау, в минулому дуже багатий, нині практично

знищений. На великих тварин тут можна натрапити вкрай рідко. З ссавців зустрічаються бегемоти, кабани, буйволи, різні види антилоп, леопарди, чимало мавп. У прибережних водах трапляється африканський ламантин (рис. 73b) і звичайний дельфін-афаліна. Різноманітно та барвисто представлене пернате населення, значна кількість видів водоплавних птахів. З плазунів поширені крокодили, змії (зокрема, отруйні). Багата фауна комах, серед яких чимало шкідливих для людини видів: муха цеце, малярійні комарі, москіти тощо. Річкові естуарії та прибережні води Атлантичного океану біля берегів островів багаті на рибу.

Останніми роками вражаюче біорізноманіття архіпелагу Біжагош привернуло увагу екологів. Маленькі острови також цінуються генетиками тварин, оскільки вони – носії унікального генофонду та можуть дати підказки про особливості еволюції багатьох видів.

Оскільки на островах простежується висока кореляція між обмеженими священними місцями та високим рівнем біорізноманіття, Організацією Об'єднаних Націй з питань освіти, науки і культури (ЮНЕСКО) у 1996 році острови оголошено біосферним заповідником.



2.6. ОСТРОВИ БІОКО (ФЕРНАНДО-ПО), ПРІНСІПІ, САН-ТОМЕ ТА АННОБОН

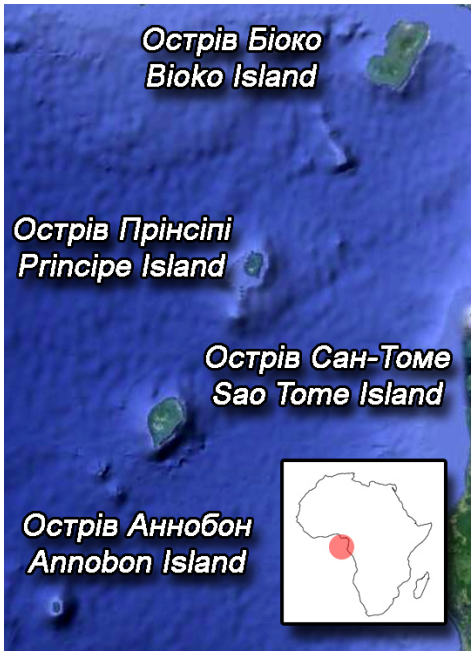


Рис. 74. Острови Біоко (Фернандо-По), Прінсіпі, Сан-Томе та Аннобон (Google Earth)

Акваторія –	Атлантичний океан
Географічний центр –	1°37' пн.ш. – 7°27' сх.д.
Максимальна висота –	3008 м
Загальна площа –	3016,8 км^2

З історії…

Збереглися свідчення, за якими на межі 1470–1471 рр. португальські мореплавці Ж. Сантарен та Р. Сікейра визнали острови безлюдними. Вони ж дали їм перші назви. Так, острів Біоко спершу називався Фернандо-По, в честь португальського капітана, а острів Аннобон – Пагалу.

У 1493 році острови повністю стали португальським колоніальним володінням і ключовою транзитною базою работоргівлі (Vansina 1962). У той час на островах також було створено чимало плантацій цукрової тростини.

Починаючи з 1778 року узбережна частина Африки у межах Гвінейської затоки, а також острови Фернандо-По й Аннобон почали належати Іспанії під загальною назвою Іспанська Гвінея. Дещо пізніше – у 1799 році – острови Сан-Томе і Прінсіпі на певний час були захоплені Францією.

У 1968 році незалежність здобула Екваторіальна Гвінея й острів Фернандо-По був перейменований спершу в острів Масаіс-Нгема-Біоко, а відтак просто в Біоко.

У 1975 році одержали незалежність острови Сан-Томе і Прінсіпі, які водночас стали найменшою на всьому Африканському конитнеті острівною республікою.

Детальніше про історію регіону див. у § 1.3.

Природа…

Тектоніка та геологія

Острови мають вулканічне походження й розташовані в зоні глибинного розлому, що простягається від вулкана Камерун на материковій частині і далі по днищу океану в південно-західному напрямку (детальніше у § 1.3).

Практично всі острови складені мезозойсько-кайнозойськими базальтами, трахітами, туфами і лавовими по-

токами. Рельєф островів гористий, сильно розчленований із численними кратерами та скельними останцями.



Рис. 74. Базальтові лави вулканічного комплексу острова Сан-Томе

Привертає увагу острів Сан-Томе, основою якого є великий стратовулкан. Він піднімається з абісальної рівнини на 5000 метрів, з яких два кілометри над рівнем моря (Henriques, Neto 2015).

Фундамент острова – крейдяний кварцовий пісковик, який виступає в кількох точках у центральній частині острова (Schlüter 2008). Однак більшість території острова майже повністю складена базальтами, сформованими потоками лави, а також фонолітовими нагромадженнями. Палагонітовий[182] туф і лави-подушки[183] утворилися в результаті швидкого охолодження лави в контакті з морською водою (рис 74). Сан-Томе – молодий острів, і трахіти віком 15,7 мільйонів років є найдавнішим типом гірської породи на ньому з часів початку вулканічної діяльності. Більшість інших лав утворилася між 13,2 мільйонами років тому і сьогоденням. Базальти мають лужну лавову мінералогію з великими кристалами фенокристалів авгіту[184], олівіну[185] та магнетиту[186], з включенням

[182] **Палагоніт** – продукт взаємодії води з вулканічним склом.

[183] **Кульова (подушкова) лава** – лава, що застигла у вигляді подушковидних тіл (має кульову або подушкоподібну окремість). Утворюється при підводних та підлідних виверженнях (особливо при невеликій швидкості виливу).

[184] **Авгіт** – породотвірний мінерал класу силікатів, підкласу іносилікатів, з родини піроксенів, група клінопіроксенів.

[185] **Олівін** – породотвірний мінерал класу силікатів.

менших кристалів, таких як бітовніт[187], лабрадорит[188], авгіт, титаніт[189] та оксиди заліза. Деякі базальти містять фенокристи[190] рогової обманки[191], тоді як фоноліт – содаліт[192], а трахіт – баркевікіт[193].

Хоча магми, якими утворений Сан-Томе, спершу походили безпосередньо з мантії, їхня інтенсивна фракційна кристалізація під час контакту з морською водою призвела до формування магнетиту, апатиту[194], плагіоклазу[195], рогової обманки, авгіту та олівіну.

Острів Прінсіпі здіймається на 3000 метрів від морського дна, з яких 948 метрів над рівнем моря (гора Піку-ду-Прінсіпі) (Schlüter 2008). Острів сформований на фундаменті з палагонітової брекчії, яка включає в себе базальти, які були частиною серії толеїтової магми[196], що розвивалася глибоко під водою. Базальти поширені на півночі острова, а тефрит і фоноліт – на півдні. Геологи розділили базальти на більш давні серії базанітів і гавайїтів, які пронизані багатьма молодшими нефелінітовими і

---

[186] **Магнетит** – мінерал заліза класу оксидів та гідрооксидів.

[187] **Бітовніт** – мінерал, алюмосилікат кальцію і натрію з групи польових шпатів, проміжна відміна ізоморфного ряду плагіоклазів.

[188] **Лабрадорит** – магматична гірська порода з родини габро.

[189] **Титаніт** – мінерал, силікат титану та кальцію острівної будови.

[190] **Фенокрист** – відносно великий кристал, який різко виділяється в гірській породі. Фенокристи, як правило, належать до ранньої генерації мінералів та оточені більш дрібнозернистою масою, в магматичній породі з порфіровою структурою.

[191] **Рогова обманка** – мінерал, гідросилікату кальцію, магнію та заліза з групи амфіболів.

[192] **Содаліт** – мінерал, алюмосилікат натрію каркасної будови з додатковим аніоном Cl^-.

[193] **Баркевікіт** – серія чорних амфіболів у районі Langesundsfjorden, позначених у літературі як «баркевікіт», відповідає кільком видам у діапазоні фероеденіт-гастингсит-магнезіохастингіт, залежно від місцевості до місцевості.

[194] **Апатит** – мінерал з групи фосфатів.

[195] **Плагіоклаз** – група породотвірних мінералів класу силікатів. Належать до вапняково-натрієвих польових шпатів.

[196] **Толеїтова магма** – одна з двох основних магматичних серій у сублужних вивержених породах, інша – вапняно-лужна серія.

базанітовими базальтовими дайками[197]. Старіші базальти містять вкраплення олівіну, титаномагнетиту[198] та плагіоклазу з домішкою менших кристалів тих самих мінералів, за винятком олівіну.

Молодші лави дещо відрізняються – від вкраплень нефеліну, лужного польового шпату та апатиту. На півдні та в центрі острова ці молоді базальти перекриті тристанітовою, фонолітовою та трахіфонолітовою лавами. Фоноліт містить різноманітні вкраплення, включаючи нефелін, авгіт, баркевікіт, титаніт, магнетит, авгіт, санідин[199], егірин[200] і, можливо, невелику кількість плагіоклазу та содаліту.

Калій-аргонове датування толеїтових базальтів у фундаментній брекчії острова дає вік найдавніших порід 30,9 мільйонів років тому.

На островах Сан-Томе і Прінсіпі немає видобутку корисних копалин, окрім невеликих кар'єрів для забезпечення місцевого попиту на глину, гравій і камінь. Протягом багатьох років геологи та уряд країни підозрювали, що у навколишніх океанічних просторах може бути нафта, як-от біля острова Біоко в Екваторіальній Гвінеї.

У 2004 році уряд створив Національне нафтове агентство для видачі ліцензій на розвідку. Протягом 2014 року міжнародні компанії проводили геологічну розвідку в Зоні спільної розробки з Нігерією та у Виключній економічній зоні, але не змогли знайти ту кількість нафти, яку доцільно видобувати.

---

[197] **Дайка** – пластоподібне інтрузивне магматичне тіло з крутим падінням, обмежоване більш чи менш паралельними площинами.

[198] **Титаномагнетит** – мінерал класу оксидів та гідроксидів, підкласу складних оксидів.

[199] **Санідин** – породотвірний мінерал, лужний польовий шпат каркасної будови.

[200] Егірин – силікат натрію і заліза ланцюжкової будови з групи моноклінних піроксенів. Важливий породотвірний мінерал лужних комплексів.

Клімат

На островах Біоко, Сан-Томе, Прінсіпі й Аннобон, розташованих у Гвінейській затоці поблизу екватора, клімат тропічний, спекотний і вологий протягом усього року з максимальною температурою близько +30 °С із січня по квітень і трохи нижчою з червня по серпень. Практично всі острови вкриті непрохідними лісами, а в їхніх внутрішніх районах є пагорби, які часто оповиті туманом.

На острові Прінсіпі випадає велика кількість опадів, близько 2000 міліметрів на рік. У південній частині острова Сан-Томе опадів ще більше – 5000 мм на рік на південних схилах. Навпаки, у північній частині цього острова, де розташована столиця, опадів значно менше. Це пов'язано з тим, що столиця перебуває у «дощовій тіні» щодо переважаючих південно-західних течій, які залишають значну частину вологи у вигляді опадів на південних схилах Піко-де-Сан-Томе, найвищої гори острова, що сягає висоти 2024 метри. Однак через високу вологість і постійну хмарність рослинність пишна навіть на Сан-Томе. На острові випадає близько 900 мм опадів на рік.

На островах простежується сухий сезон, який дещо коротший на Прінсіпі (з середини червня до середини вересня) і довший на Сан-Томе (з червня по вересень), але навіть у ці місяці небо часто хмарне. Навпаки, внаслідок двох зенітних переходів Сонця найбільш дощові періоди – квітень-травень і жовтень-листопад.

Температура моря досить висока протягом всього року і рідко досягає мінімуму +26 °С.

Органічний світ

Острови, особливо Прінсіпі та Сан-Томе, вважаються одними із найкращих місць у світі для спостереження за птахами. Це також рай для тих, хто цікавиться ексклюзивними видами. Тут налічується понад 65 видів птахів, з яких 25 – ендемічні та дуже рідкісні. Тут також поширені близько 16 видів рептилій, у тому числі 7 ендемічних.

Острови Сан-Томе і Прінсіпі мають таке велике розмаїття видів рослин, яких немає більше ніде у світі. На архіпелазі зареєстровано понад 850 видів рослин, з яких 140 – ендеміки.

Ботанічний сад Бом-Сусесо, ворота природного парку Обо, має гербарій, який містить понад тисячу зразків рослин, у тому числі ендемічних видів. Тутешні квіти завжди привертають увагу відвідувачів: фарфорово-рожева та червоно-помаранчева троянди, гігантська бегонія (рис. 75a) та тріхілія великолисткова (рис. 75b) викликають найбільше захоплення.

Види кажанів цінні з наукової точки зору через їхній ендемізм, вони є об'єктами для наукових досліджень та посилено охороняються й зберігаються.



a **b**

Рис. 75. Типові представники рослинного покриву островів Біоко, Прінсіпі, Сан-Томе та Аннобон – гГігантська бегонія *(Begonia baccata)* (a) та тріхілія великолисткова *(Trichilia grandifolia)* (b)

Морська фауна також надзвичайно багата. Особливу увагу заслуговують місцеві морські черепахи, які населяють прибережні води і використовують пляжі островів для розмноження. Зу-

силля місцевих жителів, екотуризм і «спостереження за черепахами» є важливими засобами для їх збереження (рис. 76a).

У цих водах також існує велика різноманітність китоподібних, наприклад кілька видів дельфінів, китів, косаток і кашалотів.

Багаті води і на значну кількість видів риб, молюсків і коралів, які приваблюють біологів з усього світу.



a



b

Рис. 76. Типові представники тваринного населення островів Біоко, Прінсіпі, Сан-Томе та Аннобон – зелена черепаха *(Chelonia mydas)* (a) та мавпа Мона *(Cercopithecus mona)* (b)

Ізольовані від зовнішнього світу острови дозволили еволюції протікати тут своїм шляхом, створюючи унікальні види.

На островах поширені різні види, завезені людиною – навмисно чи випадково. Майже всі наземні ссавці були завезені людиною за останні п'ятсот років. Так, мавпа *(Cercopithecus mona)* була одним із видів, завезених людиною (рис. 76b). Серед інших – коти та дикі свині.

Необхідність зберегти місцеві тропічні ліси зумовила створення у 2006 році національного парку Обо, який займає майже

30% острова Сан-Томе, і природного парку Прінсіпі, який охоплює майже 50% острова.

У 2011 році острів Прінсіпі класифікований ЮНЕСКО як Всесвітній біосферний заповідник.



2.7. ОСТРІВ МАДАГАСКАР



Рис. 77. Острів Мадагаскар (Google Earth)

Акваторія –	Індійський океан
Географічний центр –	19°20' пд.ш. – 47°04' сх.д.
Максимальна висота –	2876 м
Загальна площа –	587 041 км^2

З історії…

Особливості географічного розташування Мадагаскару сприяли прибуттю до нього мореплавців, які пливли на схід від Африки або на захід від Індонезії. Саме ця особливість і була вирішальною при формуванні населення острова.

Хоча плавання з Індонезії значно довше, ніж з африканського континенту, етнічний склад населення острова, відомого під загальною назвою малагасійці, є настільки ж індонезійським, як і африканським. Малагасійська мова також належить до індонезійської групи, хоча вона рівноцінно містить багато слів африканського та колоніального походження (банту, суахілі й арабського, з одного боку, й англійського та французького – з іншого).

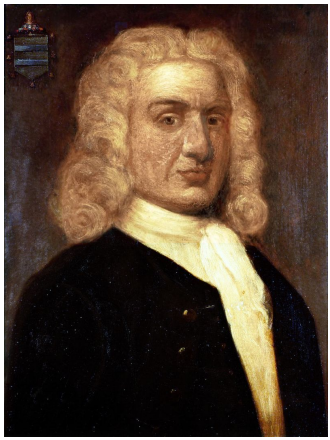


Рис. 78. Вільям Кідд

Вільям Кідд (1645–1701) – англійський капер. Народившись в Шотландії неподалік від доків, майбутній пірат з дитинства вирішив пов'язати свою долю з морем.

Острів уперше став відомий європейцям після того, як у 1500 році його побачив португальський корабель на новому шляху до Індії. Та лише через століття на нього звернули особливу увагу. У XVII столітті португальські місіонери намагалися донести до малагасійців християнство, а Британія та Франція робили спроби заснувати поселення.

Франція мала більші успіхи, утримуючи гарнізон у Форт-Дофін протягом тридцяти років, і лише кривава різанина припинила їхню присутність на острові у 1674 році (хоча королі Франції і продовжували заявляти права на острів). Згодом єдиними європейцями, які більш-менш постійно перебували на Мадагаскарі, були пірати. У той час Мадагаскар стає одним із улюблених портів заходу капітана Кідда (рис. 78), якому острів надавав притулок і харчі (Simeone 2006).

Тим часом в цей же період деякими з багатьох конкуруючих правителів острова починають засновуватися місцеві королівства. До середини XVII століття майже половиною острова на заході та півночі править династія, що виникла з племен Сакалава[201].

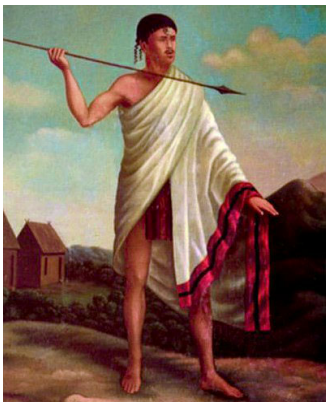


Рис. 79. Андріанампуанімерина

Андріанампуанімерина (1745–1810) – король мадагаскарського народу Імерина, перший правитель об'єднаного королівства Імерини, батько Радами I Великого, який об'єднав Мадагаскар в єдину державу.

За домінуванням Сакалави, яке пішло на спад у XVIII столітті, приходить династія королівства Імерина[202], що походить з центрального плато. Королівство Імерина на міцних під-

[201] **Сакалава** – один з народів Мадагаскару; їхня сучасна кількість приблизно 700 000 людей.

[202] **Імерина** – історична держава, яка існувала на острові Мадагаскар з початку XIX ст. 1896 року стала частиною Французької колоніальної імперії.

валинах встановлене сильним правителем Андріанампуанімерина (рис. 79). Після своєї смерті у 1810 році він заповів своєму синові, Радамі, завдання підкорити весь острів (Berg 1988).

Радама I (рис. 80), успадкувавши своє королівство у віці вісімнадцяти років, успішно розширює його протягом решти свого короткого життя. Проте він не повністю поширює свою владу на острів, як наполягав його батько, але одержує контроль, можливо, над двома третинами його великої території (Campbell 2020).



Рис. 80. Радама I

Радама I (1793–1828) – перший король Мадагаскару, який об'єднав практично весь острів в єдину державу.

Він робить це з британською допомогою, погодившись скасувати експорт рабів і прийняти британського агента при своєму дворі в Антананаріву[203]. За це отримує чимало конкретних переваг – щорічну субсидію, зброю та амуніцію, навчання й уніформу для своїх військ. Розроблено письмо для малагасійської мови. Запроваджено друк. Члени Лондонського місіонерського товариства взялися за навернення малагасійців у протестантське християнство.

[203] **Антананаріву** – столиця і найбільше місто Мадагаскару.

Цей напружений стан справ раптово порушився передчасною смертю Радами I у 1828 році. Його наступником на троні стала його дружина – королева Ранавалуна I, яка скасувала всю його політику. Більшість європейців – вигнано, новохрещених християн піддано переслідуванню, кілька сотень вбито, а в 1835 р. християнська релігія офіційно заборонена.

Нова політика не передбачала хаос і крах королівства, але на практиці правління Ранавалуни I характеризується повстаннями, війнами та жорстокістю. Ці події закінчилися з її смертю в 1861 році. Її син, Радама II, знову відкриває острів для європейців. Але протягом двох років його вбили у палаці – за співучасті його дружини Расугеріни, яка успадкувала трон (Downer 2020).

Протягом наступних трьох десятиліть Мадагаскаром або більшою його частиною правили три королеви: Расугеріна (1863–1868), її двоюрідна сестра Ранавалуна II (1868–18683) і двоюрідна сестра Ранавалуни I Ранавалуна III (1883–1897) (Aldrich 2018). Але справжня влада належала прем'єр-міністру Райнілайарівуні, оскільки кожна королева по черзі виходила за нього заміж.

Прем'єр-міністр продовжує політику повернення європейців (він і його друга дружина разом охрестилися незабаром після початку її правління), але до 1880-х років європейські держави перебувають у новому й агресивному настрої колоніалізму. У випадку з Мадагаскаром це надто викристалізувалося у поведінці французів.

На додаток до своїх ранніх і фактично умовних претензій на острів, починаючи з кількох останніх десятиліть у XVII столітті, французи підтримували тісний контакт з Мадагаскаром протягом усього XIX століття. Коли Ранавалуна I вигнала більшість європейців у 1830-х роках, одним із небагатьох, хто залишився, був Жан Лаборд, француз, який мав значний вплив на королеву. Показово, що коли її син, Радама II, вирішив надати

концесію європейським підприємцям, він обрав саме французьку компанію.

Але до 1880-х років французький уряд мав більш вимогливі настрої. Кілька десятиліть тому, під час анархії правління Ранавалуни I, французи запропонували захист племенам Сакалава на північному заході. І відтоді вони претендують на цей регіон як на офіційний протекторат Франції.

Коли їхні вимоги були відхилені, у 1883 році французький військовий корабель прибув до порту Таматаве. Бомбардування міста супроводжувалося висадкою морської піхоти. Згодом французькі війська просунулися на північ, щоб захопити Дієго-Суарес на північній частині острова.

Через два роки прем'єр-міністр і його тодішня дружина підписали угоду, яка підтверджувала силу дипломатії канонерських човнів. Зовнішніми справами Мадагаскару почала «опікуватися» Франція: у суді мав бути резидент Франції; регіон навколо Дієго-Суарес мав бути переданий Франції як військово-морська база.

Цей насильницький факт не викликав відповідного занепокоєння в європейських дипломатичних колах. Британія люб'язно визнає, що Мадагаскар тепер є протекторатом Франції (в обмін на подібне французьке розуміння щодо британської позиції на Занзібарі). Але всередині Мадагаскару ситуація не була аж такою простою.

Незважаючи на те, що він підписав договір у 1885 році, прем'єр-міністр береться за озброєння та навчання армії (у цьому йому допомагали британські офіцери). Результатом стала коротка війна з французькими військами, посланими у 1895 році, щоб знешкодити його. Знову нерівна боротьба. Французи досягають столиці у вересні 1895 р. Королеву та її чоловіка відправляють у вигнання (у 1897 р.). Мадагаскар повністю стає французькою колонією.

Під владою Франції Мадагаскар економічно процвітає. Прокладаються залізниці, покращуються дороги, вирощуються

нові культури (включаючи каву та тютюн), щоб доповнити існуючий експорт рису та маніока. Незабаром три чверті зовнішньої торгівлі Мадагаскару починає припадати на одну Францію.

Під час Другої світової війни місцева адміністрація виступила на боці французького уряду Віші[204]. Результат – блокада острова у 1942 року британськими та південноафриканськими кораблями. Коли це призвело до капітуляції острова, Мадагаскар перейшов під владу Вільної Франції.

Після війни Мадагаскар, як і всі інші французькі колонії, стає заморською територією у складі Французького Союзу. Цей статус надає право на територіальні збори в Антананаріву та можливість обирати депутатів до національних зборів у Парижі.

Тим часом націоналістичний рух досяг певного прогресу. У 1947 році Демократичний рух за малагасійське оновлення (партія, до якої належали усі три делегати національних зборів Франції) переходить до повстання. У результаті війни між французькою армією та повстанцями офіційно загинуло 11 000 осіб. Ця цифра, найімовірніше, дуже занижена.

Як і всі французькі колонії, Мадагаскар у 1958 році одержує право вибрати між негайним розривом усіх зв'язків із Францією або внутрішньою автономією в рамках того, що тепер називається Французькою спільнотою. На референдумі народ обирає внутрішню автономію. Філібер Циранана (рис. 81), засновник Соціал-демократичної партії, стає президентом тимчасового уряду (Rabenoro 1997).

Незалежність острів здобуває у 1960 році під новою назвою Малагасійська республіка. Вибори затвердили Циранану на посаді президента.

[204] **Уряд (режим) Віші** – колабораціоністський уряд Франції, сформований після поразки у війні з нацистською Німеччиною (1940). Існував з 1940 по 1944 рік.

Циранана залишається президентом Малагасійської республіки протягом дванадцяти років, доки погане здоров'я не змусило його піти у відставку в 1972 році. Він проводив прозахідну політику, скориставшись атмосферою холодної війни, щоб заручитися підтримкою США та інших антикомуністичних держав.



Рис. 81. Філібер Циранана

Філібер Циранана (1912–1978) – перший президент незалежного Мадагаскару з 1959 по 1972 рік. Його правління характеризувалося наростанням авторитарних тенденцій, а введений ним режим сам Циранана характеризував як «малагасійський соціалізм».

Однак людина, яку він обирає спадкоємцем – генерал-майор Габріель Рамананцоа, різко змінює його політику. На Радянський Союз та інші комуністичні країни тепер дивляться як на джерело допомоги. Французькі військові та військово-морські сили вигнані з країни. Французькі комерційні концерни націоналізовані. Реформа в сільській місцевості створює комітети, які відповідають за сільськогосподарську продукцію для продажу державним компаніям.

Рамананцоа керує цією програмою лише три роки. Його наступник у 1975 році, полковник Рішар Рацімандрава, утримує владу лише шість днів, перш ніж його вб'ють у результаті військового перевороту, що поставило країну на межу громадянської війни. Нова офіцерська хунта обирає капітан-

лейтенанта Дідьє Рациpаку президентом і головою революційної ради, якій вдається зберегти контроль.

Протягом наступних одинадцяти років Рацірака продовжує комуністичну політику своїх попередників, завдаючи дедалі більшої шкоди економіці країни. Пізніше, у 1986 році, він різко змінює курс. Приймаються закони про перетворення Мадагаскару (нова назва республіки з 1975 р.) у вільну ринкову економіку. Західні країни реагують з ентузіазмом. Франція навіть скасовує державний борг у розмірі чотирьох мільярдів французьких франків.

Однак зміна політики мало сприяє підвищенню популярності військового режиму Рациpаки. Рух до багатопартійних виборів по всій Африці чинить свій вплив на Мадагаскар. Виникає опозиційне угруповання – *Forces Vives* (Кометет життєво важливих сил) на чолі з Альбертом Зафі. Він виявився достатньо сильним, щоб змусити Рациpаку передати виконавчу владу в 1991 році перехідному уряду. Вибори проходять у два тури в 1992–1993 (Allen 2003).

Зафі обирають президентом, а *«Forces Vives»* отримують достатньо місць, щоб очолити коаліцію в новій національній асамблеї. Однак економіці Мадагаскару не вдається піднятися. У 1996 році національні збори голосують за імпічмент Зафі. Він йде у відставку, щоб забезпечити проведення нових президентських виборів.

На виборах наприкінці 1996 року Зафі зазнає поразки від свого попереднього суперника, військового диктатора з шістнадцятирічним стажем президентства, адмірала Дідьє Рациpаки. Законодавчі вибори в травні 1998 року також передали контроль над національними зборами колегії, очолюваній партією Рациpаки, AREMA або *Avant-garde de la Révolution Malgache* (Авангард малагасійської революції).

Після вимушеного відходу Рациpаки з посади в 1991 році колесо повернулося. Але тим часом економічні проблеми Мадагаскару ледве покращилися, а острів до того ж зазнав руйнівної шкоди від двох циклонів на початку 2000 року.

Природа…

Тектоніка та геологія

Сучасне географічне положення Мадагаскару є результатом двох великих рифтових подій протягом його тектонічної історії (Kusky et al. 2007). Колись Мадагаскар був частиною суперконтиненту Гондвана. Проте між 160–117 млн років тому він почав відокремлюватися – рифтинг відбувся на південь понад 1000 км від Африканської плити (рис. 82). Це зміщення відбулося вздовж нині неактивного трансформного розлому хребта Дейві поблизу західного узбережжя Мадагаскару, що проходить через середину Мозамбіцької протоки (de Wit 2003; Kusky et al. 2007). Чимало топографічно високих блоків, що утворюють хребет Дейві, періодично перебували над рівнем моря протягом геологічної історії (de Wit 2003). Великі деформації та епізодичний вулканізм відбувався протягом цього періоду тектонічнних рухів, про що свідчить аналіз геологічних зразків (Kusky et al. 2007). Друга подія рифтингу (~90 млн років) включала відділення Мадагаскару від Індійської та Сейшельської плит, що ознаменувало остаточне відділення Мадагаскару від Гондвани. Ці тектонічні рухи були пов'язані як з вулканізмом на острові, так і вздовж маршруту гарячої точки Маріон на південь від Мадагаскару (de Wit 2003). Незважаючи на те, що Мадагаскар досяг свого нинішнього географічного положення наприкінці крейдяного періоду, він все ще є тектонічно, сейсмічно та вулканічно активним.

Геологічний літопис Мадагаскару з верхнього карбону зберігся в осадових басейнах у західних регіонах, тоді як на сході Мадагаскар складається з докембрійських порід (de Wit 2003). Докембрійські кристалічні породи (~2,5 млрд років тому) зазнали значних термічних і структурних змін протягом 700–550 млн років через інтенсивний метаморфізм, зіткнення та колапс (Collins, Windley 2002).

Мадагаскар сейсмічно активний із частими землетрусами, які відбуваються в центральній частині острова, магнітудою від 2,0 до 6,0 (Kusky et al. 2007). Ця сейсмічність зосереджена в двох регіонах: на плато Анкаратра – найбільш сейсмічно активному – і в рифтовій долині Алаотра-Анкай (Kusky et al. 2010). Землетруси, що відбуваються вздовж грабенів Алаотра-Анкай у рифтовій системі, вирівнюються в орієнтації, подібній до орієнтації рифту (Пн–Пд).

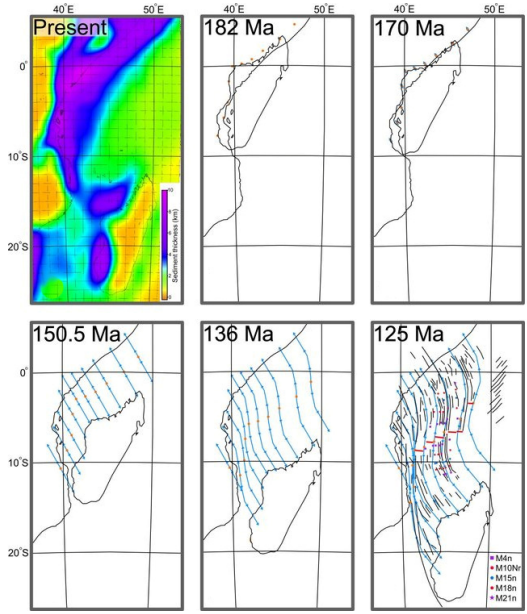


Рис. 82. Тектонічна реконструкція рифтингу Мадагаскару від Африки починаючи з раннього юрського періоду
(Phethean et al. 2016)

Рифтова долина Анкай-Алаотра в центральному Мадагаскарі розташована лише за 500 км на схід від Східно-Африканської рифтової системи та має подібну орієнтацію (Пн–

Пд) до цієї розбіжної межі плит в Африці (Chorowicz 2005; Kusky et al. 2010). Звичайні розломи тектонічно контролюють рифтову систему Анкай-Алаотра – компонент регіональної системи грабенів, орієнтованої на північ-південь (Kusky et al. 2007) в результаті розширення зі сходу на захід протягом середини кайнозою (Bakoariniaina et al. 2006).

На Мадагаскарі є п'ять основних вулканів, які проявляли вулканізм у період від неогену до четвертиного і розташовані у центральних регіонах острова (Вулканічне поле Ітасі, Анкаратра) і в напрямку північно-західного узбережжя (архіпелаг Нусі-Бе, Амбре-Бобаомбі та Анкайзіна).

Тоді як магматична активність на Мадагаскарі зосереджена в регіонах, що характеризуються тонкою корою, нинішній напрямок досліджень полягає в тому, щоб дізнатися, чи пов'язана північна вулканічна активність, така як Нусі-Бе, з розломами земної кори або гарячою точкою Коморських островів на північ від Мадагаскару. Острів Нусі-Бе має найбільшу вулканічну територію та демонструє такі вулканічні структури, як концентричні туфові конуси, оточені фланкуючими потоками лави та їхніми кінцевими конусами. Через ізотопну та геохімічну подібність між цими двома вулканічними регіонами припускають, що Коморські острови та острів Нусі-Бе могли походити з одного мантійного джерела (Melluso, Morra 2000) і утворилися в результаті руху Сомалійської плити над гарячою точкою Коморських островів.

Клімат

Мадагаскар – дуже великий острів, розташований в Індійському океані, з тропічним кліматом, дощовим на східному узбережжі, посушливим на південному заході та помірним у гористих місцевостях центральної частини (рис. 83). У внутрішніх районах гірські хребти пом'якшують клімат, а кількість опадів змінюється залежно від експозиції схилу.

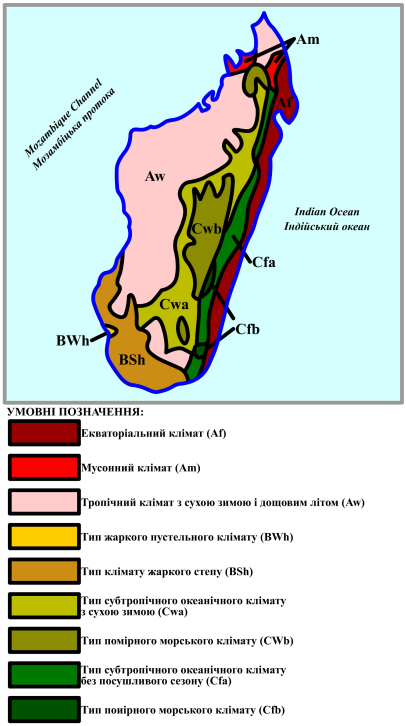


Рис. 83. Клімати Мадагаскара (Beck et al. 2018; Холявчук 2019)

На всьому острові з листопада по березень триває сезон дощів, який, однак, мало впливає на його південно-західну окраїну, яка там посушлива. З іншого боку, на більшій частині території спостерігається сухий сезон з квітня по жовтень (або з травня по вересень на півночі), за винятком східного узбережжя, де цілий рік дощовий. Як і характерно для тропічних регіонів, дощі зазвичай відбуваються у вигляді гроз, особливо в другій половині дня, тому Сонця не бракує навіть у найвологіші місяці, принаймні в ранкові години (рис. 84).

У прохолодний період, з середини травня до вересня, а іноді також у жовтні, прохолодні повітряні маси з південного заходу чинять істотний вплив, формуючи умови для дещо прохолоднішої погоди вночі, особливо в центральних і південних частинах острова, і навіть холодну погоду у внутрішніх районах.

У північній частині Мадагаскару, протягом року дощі порівняно нечасті, коливаючись в межах близько 1000–1200 мм на рік.

На північно-західному узбережжі також високі температури протягом року, та оскільки воно безпосередньо піддається впливу північно-західного мусону, дощі бувають більш рясними, настільки, що в деяких районах вони перевищують 2000 мм.

Період з листопада по березень не лише дощовий, а ще й жаркий та душний, оскільки літній період на острові ділиться на дві частини. На півночі переважає північно-західний мусон, який приносить сильні дощі вздовж всього північно-західного узбережжя, де кількість опадів становить близько 400–500 мм на місяць у січні та лютому.

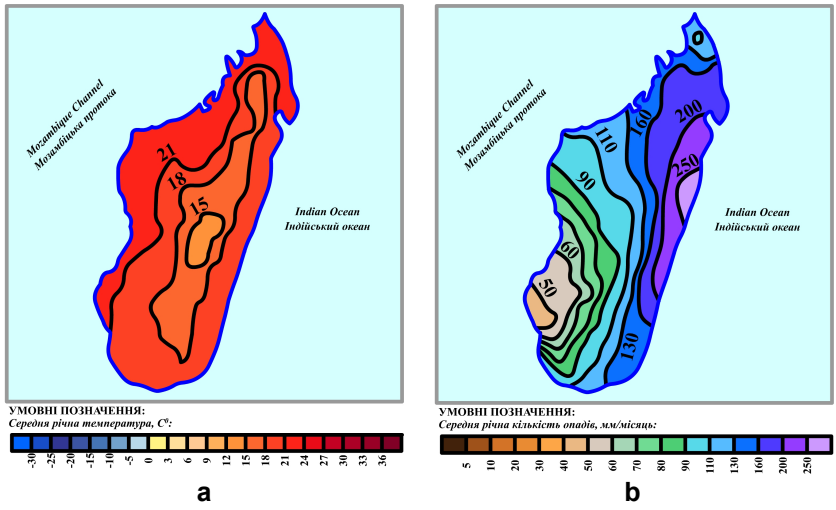


Рис. 84. Розподіл середніх річних температур (a) та середньої річної кількості опадів (b) на Мадагаскарі (1961–1990)
(New et al. 1999)

Далі на південь на північно-західному узбережжі клімат залишається таким самим, хоча опади менш інтенсивні: літо залишається дуже дощовим, але загалом дещо коротше. Причому тривалий період, із травня по жовтень, майже не буває дощів.

На західному узбережжі температура взимку знижується, а вночі стає доволі прохолодно. Крім того, західне узбережжя не таке дощове, як північно-західне, фактично кількість опадів ко-

ливається між 700 і 1000 мм на рік, порівняно з 1500–2000 мм на рік у межах північно-західного узбережжя.

На південно-західному узбережжі кількість опадів зменшується до 500 мм на рік. Фактично влітку південно-східні пасати все ще дмуть на півдні країни, приносячи опади на східні окраїни. Проте вони менш інтенсивні, ніж на південному заході.

З іншого боку, взимку температура знижується доволі різко, особливо вночі, коли стає прохолодно, а також тому, що з червня по вересень, а іноді навіть й у травні та жовтні, ця територія безпосередньо піддається впливу прохолодних повітряних мас, які час від часу можуть надходити з Південної Африки.

Як уже згадувалося, взимку переважають південно-східні пасати, які прохолодні та сухі скрізь, окрім східного узбережжя, де вони залишають вологу, яку раніше зібрали над океаном. З цієї причини на східному узбережжі та на передових узбережних схилах протягом всього року йдуть дощі, що сприяє поширенню тут вологих тропічних лісів.

На східному узбережжі Сонце світить рідко, оскільки дощі йдуть часто протягом року. Однак найбільш сонячним сезоном є зима з травня по серпень, коли пасати безпосередньо торкаються узбережжя, а найбільш сонячними місяцями є жовтень і листопад.

Клімат у внутрішніх районах острова пом'якшується з висотою, принаймні на проміжних висотах, тоді як вище 2000 м температура взимку може опускатися нижче 0 °C, особливо на півдні. У посушливий період на внутрішніх плато іноді може дути вітер, який здатний підіймати пил з пересохлої землі.

У теплу пору року Мадагаскар може піддаватися впливу тропічних циклонів, які формуються у південно-західній частині Індійського океану з листопада до середини травня, хоча більш імовірні вони з кінця грудня до середини квітня.

Деякі інтенсивні циклони, які бушували на Мадагаскарі, були Гафіло у березні 2004 року, Джованна у лютому 2012 року, Енаво у березні 2017 року та Ідаї у березні 2019 року.

Органічний світ

Мадагаскар, будучи колись частиною африканського континенту, зберіг важливу живу спадщину деяких природниих пам'яток світу. «Відірваний» від суперконтиненту Гондвана приблизно 165 мільйонів років тому Мадагаскар став островом, завдяки чому майже 85% його флори та фауни не трапляються більше ніде у світі. Такий високий рівень ендемічності видів пояснюється його довгою історією ізоляції. Острів, розташований приблизно в 400 км від південно-східного узбережжя материкової Африки, має неймовірне біорізноманіття, з якого чимало видів досі не описані. Щороку вчені відкривають нові види рослин і тварин. Мадагаскар вважається генним банком біорізноманіття людства.

На східних вологих схилах гір поширені дуже кислі та бідні червоно-жовті, а на більш високих частинах нагір'їв гумусні червоно-жовті фералітні ґрунти. Проте фералітні ґрунти з високим вмістом гіббситу[205] поширені лише на давніх елементах рельєфу. На молодих алювіальних відкладах, складених уламковим матеріалом невивітрених гірських порід, ґрунти мають бурий або сірий колір (залежно від вмісту гумусу) і не фералітизовані. Молоді післятретинні вулканічні відклади також не несуть фералітних продуктів вивітрювання та ґрунтів – до них приурочені бурі тропічні ґрунти. Залежно від віку кори вивітрювання, навіть у однакових кліматичних умовах, ґрунти суттєво різняться. На древній корі вивітрювання на східних схилах нагір'їв, покритих злаковими саванами з тамариндом і баобабами, ґрунти також мають фералітний або альферитний характер. На основних лавах поширені темно-червоні або корич-

[205] **Гіббсит** – мінерал підкласу гідрооксидів, $Al(OH)_3$.

неві насичені фералітні ґрунти. Латеритні кори[206] на Мадагаскарі трапляються вкрай рідко.

Прибережні рівнини західної сухої частини Мадагаскару зайняті колючими лісами та чагарниками на коричневих та червоно-бурих ґрунтах саван. У землеробстві використовуються переважно ґрунти, сформовані на молодому алювії, де головною культурою є цукрова тростина, а на темноколірних монтморилонітових ґрунтах[207] – рис.

Флора Мадагаскару має дуже високий рівень ендемічності. Далеко не всі види рослин на острові достаменно відомі. Вони представляють надзвичайне розмаїття завдяки значній кількості типів ґрунтів, відносних висот і мікроклімату. Окрім високого рівня ендемічності, малагасійська флора відома і завдяки своїм лікувальним якостям. Вчені проводять інвентаризацію рослин починаючи з 1936 року. Кількість судинної флори Мадагаскару зросла з 7370 видів до 12000 із рівнем ендемізму приблизно 85%. 96% дерев і великих кущів Мадагаскару унікальні для острова. 40% відомих пальм – ендеміки. Незважаючи на те, що Мадагаскар і материкова Африка розташовані доволі близько, вчені виявили між ними суттєву різницю, оскільки в тропічній Африці багатьох рослинних родин, притаманних Мадагаскару, взагалі немає. З огляду на різні висоти, а також мікроклімат, Мадагаскар поділяється на сім областей щодо класифікації його флори:

– *скелясті високогір'я, включаючи західні схили;*
– *західні листяні ліси;*
– *центральні луки;*
– *область південних колючих кущів;*
– *області Самбірано;*

[206] **Латеритна кора** – щільна порода крупно- й дрібноуламкового складу, іноді пориста; складається з кремнезему, глинозему, оксидів і гідрооксидів заліза.
[207] **Монтморилоніт** – мінерал класу силікатів, напівкристалічний водний алюмосилікат шаруватої будови.

– східні та центральні ліси;
– східні вічнозелені ліси.

Ось найвідоміші представники малагасійської флори: алое (понад 34 види); непентеси – хижі рослини (рис. 85a); баобаби (7 видів); барвінок (протираковий); кактуси, включаючи дидієреєві та аллуаудії; пахіподіуми; бамбуки; папороті (понад 100 видів); пальми (понад 170 видів), равенали (рис. 85b); пандануси; орхідеї (понад 1000 видів).



a



b

Рис. 85. Типові представники рослинного покриву Мадагаскару – непентес мадагаскарський *(Nepenthes madagascariensis)* (a) та равенала мадагаскарська *(Ravenala madagascariensis)* (b)

Зі 101 видів місцевих ссавців, відомих на Мадагаскарі, майже всі ендеміки. Лемури – найвідоміші серед усіх інших видів малагасійських ссавців (рис. 86a). Вони є одними з найпримітивніших приматів. Вивчення лемурів дозволяє вченим дізнатися про риси життя приматів, їх поведінку та екологічну еволюцію. За останні кілька десятиліть було знайдено багато нових видів лемурів. Чимало з них надзвичайно рідкісні і знахо-

дяться на межі зникнення. Ссавці Мадагаскару відрізняються від африканських відсутністю великих хижаків.

99% існуючих на Мадагаскарі видів земноводних – унікальні на цьому мікроконтиненті. Наразі відомо близько 300 видів. Близько 4% земноводних у світі трапляються лише тут. Серед 346 відомих видів рептилій 314 – унікальні для Мадагаскару. Найвідоміші з них: гігантська та променистa черепахи (рис. 86b), гекони (включаючи уроплатус), листоносі змії, менарана (змія) і хамелеони. На Мадагаскарі представлено 11 родин рептилій, одна з яких повністю ендемічна.



a



b

Рис. 86. Типові представники тваринного населення Мадагаскару – лемур котячий *(Lemur catta)* (a) та черепаха променистa *(Astrochelys radiata)* (b)

На Мадагаскарі відомі 283 види птахів. Серед 204 видів, що гніздяться, 120 – ендеміки. 33 з 37 ендемічних родів поширені лише у місцевих лісах. Такий рівень ендемізму серед птахів вважається унікальним у світі.

Свою першу охоронну територію Мадагаскар створив у 1927 році.

Заповідними територіями Мадагаскару керує Асоціація управління заповідними територіями, яка з кінця 2008 року стала «Національним парком Мадагаскару» (MNP). Ці території класифікуються так:

– ***національні парки:*** *для збереження як природної, так і культурної спадщини з інтересом як для громадськості, так і для науковців;*
– ***спеціальні заповідники:*** *для захисту конкретних екосистем або окремих видів, що перебувають під загрозою зникнення;*
– ***природні заповідники:*** *для збереження певних екосистем. Доступ суворо заборонений без дозволу влади.*

Незважаючи на зусилля багатьох організацій і самого уряду, дика природа Мадагаскару швидко руйнується через масове знищення природних середовищ існування рослинних і тваринних угруповань.



2.8. КОМОРСЬКІ ОСТРОВИ



Рис. 87. Коморські острови (Google Earth)

Акваторія –	Індійський океан
Географічний центр –	11°41' пд.ш. – 43°16' сх.д.
Максимальна висота –	2361 м
Загальна площа –	1862 км^2

З історії…

Коморські Острови, офіційно відомі як Союз Коморських Островів, є незалежною острівною державою-архіпелагом в Індійському океані. Острови розташовані на північ від Мозамбіцької протоки біля східного узбережжя Африки – між північно-західним Мадагаскаром і північним сходом Мозамбіку. До Коморських островів близько розташовані Сейшельські острови на північному сході та Танзанія на північному заході. Столиця країни – Мороні, розташована на острові Гранд-Комор. Історія країни налічує 1500 років.

Вважається, що першими, хто відвідав Коморські острови, були фінікійські мореплавці. Корінні африканці, які розмовляли мовою банту, були першими поселенцями Коморських островів (Wright 2017). Докази їхньої присутності на островах простежуються з VI століття. Сліди їх культури злилися з послідовними африканськими, малагасійськими та арабськими хвилями заселення. Емігранти з Ширазі[208] почали прибувати на острови після X століття.

У VI столітті на східноафриканському узбережжі відбулася низка соціальних змін. Більшість з них, можливо, були пов'язані з прибуттям португальців. Це призвело до припливу численних арабів Хадрамі, які створили коаліцію з Ширазі та заснували деякі королівські клани.

З плином століть на Коморських островах поселялися різноманітні спільноти з Мадагаскару, Південно-Східної Азії, Перської затоки та східного узбережжя Африки. Португальські мореплавці були першими, хто досяг архіпелагу в 1505 році (Walker 2019).

[208] **Ширазі** – підгрупа народу суахілі, що у східній частині Африки, головно на островах Занзібар і Пемба.

Французькі брати Жан та Рауль Пармантьє відвідали острови в 1529 році. Крім них, Португалія була єдиною країною, представники якої побували на Коморських островах у VI столітті.

У VII столітті на острови почали прибувати голландці та британці, і незабаром острів Ндзвані став ключовим місцем постачання на східному морському шляху. Острів Ндзвані управлявся султаном, який часто намагався поширити свою владу на всі острови: Мвалі та Майотту. Острів Нджазіджа (Великий Комор) був роз'єднаний і в якийсь момент поділений на 12 королівств.

У середині XIX століття як французи, так і англійці переключили свою увагу на Коморські острови, кожна зі сторін бажала їх завоювати. Зрештою острови були захоплені французами з допомогою політики «розділяй і володарюй» і чекової книжки. Французи зберегли контроль над країною та придушили будь-які заворушення та спорадичні повстання.

У 1793 році на острови здійснили набіг малагасійські воїни з Мадагаскару, які прибули сюди в пошуках рабів. До 1865 року вважалося, що приблизно 40% населення країни складалося з рабів. Це був той час, коли Франція встановила своє колоніальне панування на островах після того, як вперше прибула на Майотту та підписала договір у квітні 1841 року, згідно з яким острів починав належати Франції.

Коморські острови використовувалися як термінал для торговців, які подорожували до Індії та країн Далекого Сходу. Так відбувалося доти, поки не було відкрито Суецький канал, що значно скоротило трафік, який проходив через Мозамбіцьку протоку. Коморські острови експортували місцеві товари, зокрема черепахові панцири, велику рогату худобу та кокоси. Багаті арабські торговці, французькі поселенці та компанії, що належали французам, створили економічну систему, засновану на плантаціях, яка використовувала частину землі для експортних культур.

У 1886 році султан Бамбао Саїд Алі бін Саїд Омар ратифікував угоду з французьким урядом, що дозволяла Франції створити протекторат на острові Нджазіджа. Того ж року створено інші протекторати в Мвалі (острів Мохелі французькою мовою) і Ндзвані (Анжуан).

У 1908 році три острови були об'єднані однією адміністрацією під назвою *Colonie de Mayotte et dépendances* і передані під управління французького колоніального генерал-губернатора Мадагаскару. У 1909 році Саїд Мухамед, султан Анжуанський, відмовився від свого крісла на користь французького керівництва. Колонія та протекторати знищені в 1912 році, а острови перетворені на провінцію колонії Мадагаскар.

З 16 червня 1940 року до 1942 року колоніальне губернаторство було лояльним до Франції Віші під керівництвом Франції, але з 25 вересня 1942 року до 13 жовтня 1946 року Коморські острови, як і Мадагаскар, перебували під владою Великобританії.

Суверенітет приходив до країни повільно. Ближче до середини XX століття Франція почала поступово погоджуватися на конституційні зміни. У результаті Коморські острови стали колонією, що керувалася окремо від Мадагаскару в 1946 році.

Після Другої світової війни країна стала французькою заморською колонією, острови мали представництво в Національних зборах Франції. Островам надано внутрішню політичну незалежність у 1961 році, а в 1973 році укладено угоду з Францією про те, щоб Коморські острови отримали незалежність у 1978 році. Однак 6 липня 1975 року парламент Коморських островів ухвалив резолюцію, яка проголосила односторонню автономію.

У грудні 1974 року та лютому 1976 року проведено два референдуми, і обидва рази жителі Майотти проголосували за перебування під суверенітетом Франції. Отже, Майотта залишалася і досі перебуває під владою Франції. Уряд Коморських островів зараз контролює лише Анжуан, Мохелі та Великий Комор.

Першим президентом островів був Ахмед Абдаллах (рис. 88), якого скинули в результаті збройного перевороту (Deschamps 2005). Його змінив принц Саїд Мохаммед Джаффар, член Об'єднаного національного фронту Коморських островів 3 серпня 1975 року. Джаффара також було усунуто у січні 1976 року Алі Сойліхом – його міністром оборони. Президент Сойліх керував усіма Коморськими островів, окрім Майотти. Під час свого короткого перебування на посаді Сойліх запровадив кілька ізоляціоністських і соціалістичних політик, які погіршили відносини з Францією. Це призвело до його повалення 13 травня 1978 року Бобом Денаром[209], який повернув на посаду Адбаллаха, маючи підтримку урядів Південної Африки, Родезії та Франції.



Рис. 88. Ахмед Абдаллах

Ахмед Абдаллах (1919–1989) – політичний та державний діяч Коморських островів. Тричі президент країни: липень-серпень 1975, травень-жовтень 1978, жовтень 1978-листопад 1989.

Низка факторів відзначила перебування Абдаллаха на посаді: посилення прихильності до ісламу, перейменування країни на Федеративну Ісламську Республіку Коморські Острови та ав-

[209] **Боб Денар (1929–2007)** – французький найманець, який учинив більше десятка державних переворотів у країнах «третього світу», особливо відзначився на Коморських Островах, де він організував три вдалі перевороти. При житті його назвали «королем найманців».

торитарне правління. Під час свого президентства Боб Денар був де-факто правителем нації та командувачем Президентської гвардії. Білі режими в Родезії (сучасна Зімбабве) і Південній Африці навчали, фінансували і підтримували його, натомість Денар дозволив їм побудувати секретну станцію для прослуховування в країні.

Між 1985 і 1987 роками ставлення місцевих жителів до Президентської Гвардії погіршилося. Наприкінці 1980-х південноафриканці більше не підтримували уряд найманців. Франція також виступила проти них, як і Абдаллах, який хотів, щоб найманці пішли. Президентська Гвардія у відповідь здійснила державний переворот, який призвів до смерті президента Абдаллаха. У 1989 році уряди Франції та Південної Африки змусили Денара та його найманців залишити острови.

Після смерті президента Абдаллаха президентом став Саїд Мохаммед Джохар. Його перебування на посаді зіткнулося з великою турбулентністю: спроба імпічменту в 1991 році та спроба державного перевороту в 1992 році (Djohar 2013).

Завдяки перевороту Боб Денар та його найманці захопили острови 28 вересня 1995 року. Франція засудила переворот, а її тодішній президент Жак Ширак віддав наказ своїм військам спеціального призначення відвоювати країну. Денар на це відповів створенням нової Президентської Гвардії та встановленням озброєних постів із великокаліберними кулеметами на островах, особливо навколо двох аеропортів країни. 3 жовтня 1995 року Франція направила 600 військових для боротьби з найманцями та силами Денара. Проте Денар наказав своїй команді не відбиватися, і через кілька годин посольство Франції в Мороні та аеропорти Хахая та Іконі були взяті під контроль. Денар і його поплічники здалися наступного дня. Каамбі Ель-Ячурту перебрав на себе управління як виконуючий обов'язок президента до січня 1996 року, поки Джохар не повернувся з вигнання. Президентські вибори відбулися в березні 1996 року, на яких президентом був обраний Мохамед Такі Абдулкарім.

У 1997 році острови Мохелі та Анжуан оголосили про свій суверенітет над Коморськими островами, щоб відновити панування Франції. Франція, однак відхилила це прохання, що призвело до кровопролитних боїв між повстанцями та федеральними силами. У квітні 1999 року начальник штабу армії, полковник Азалі Ассумані, перебрав керівництво в результаті безкровного державного перевороту, який усунув тимчасового президента Массунде. Азалі не зміг відновити контроль над островами та об'єднати владу. Африканський союз через Табо Мбекі, президента Південної Африки, застосував санкції до Анжуана, щоб допомогти досягти примирення та посередництва в переговорах. Назву країни було змінено на Союз Коморських островів, для кожного острова створено нову структуру політичного суверенітету та союзний уряд для всіх островів.

У 2002 році Азалі пішов у відставку з поста президента, щоб взяти участь у демократичних президентських виборах, які виграв. Він керував країною шляхом змін у конституції, які дозволили нові вибори.

Природа…

Тектоніка та геологія

Коморський архіпелаг складається з чотирьох головних островів, що простягаються з північного заходу на південний схід на північній периферії Мозамбіцької протоки. Острови майже повністю вулканічного походження і демонструють просту вікову прогресію – від острова Великий Комор, з його діючим щитовим вулканом Картала, на південний схід через острови Мохелі та Анжуан, які мають значне розчленування поверхні, до острова Майотти, який перебуває в активному стані – стадії ерозії та опускання – й оточений бар'єрним рифом (рис. 89) (Esson 1970). Наявні й докази відносно недавнього, незначного вулканічного омолодження Майотти і, можливо, Анжуана та Мохелі. Лави вулкана Картали та сусіднього згаслого щитового вулкана (масив де ла Ґрілле) на ост-

рові Великий Комор базальтові, починаючи від океанічних і анкарамітових[210] до афірових[211]. Зустрічаються численні туфові конуси, особливо на схилах масиву де ла Грілле.

Базальтові лави, подібні до лав Великого Комора, утворюють основну частину розчленованих вулканічних щитів островів Мохелі та Анжуана, але є також докази диференціації в бік лужних, недостатньо насичених кінцевих продуктів як лав, так й інтрузивних тіл. Лерцолітові[212] та габрові конкреції локально поширені на кожному з островів, тоді як ксеноліти[213] пісковику та кварциту знайдені на трьох найзахідніших островах.

На островах часто бувають землетруси. Рельєф островів гористий, представлений групами вулканічних конусів із кратерами, лавовими потоками і полями. Береги слабко розчленовані, але на острові Майотта є кілька зручних бухт. Усі острови облямовані майже суцільними кільцями коралових рифів. Максимальні висоти островів досягають: на острові Великий Комор – 2361 м (вулкан Картала), на острові Анжуан – 1596, на острові Мохелі – 790, на острові Майотта – 660 м (Гилчер 1969).

Клімат

Клімат Коморських островів тропічний, з жарким і дощовим сезоном з грудня по квітень, коли переважає північно-західний мусон, і відносно прохолодним і сухим сезоном з травня по квітень. У листопаді, активізуються південно-східні пасати.

---

[210] **Анкараміт** – тип вулканічної породи мафічного складу. Це темний порфіритовий різновид базаніту, що містить у великій кількості вкраплення піроксену та олівіну.

[211] **Афірові породи** – не мають фенокристалів або частіше, де порода складається менше ніж 1% фенокристалів (за об'ємом).

[212] **Лерцоліт** – крупнокристалічна глибинна магматична гірська порода сімейства перидотитів, складена олівіном (від 40 до 90% маси породи) і ромбічними та моноклінними піроксенами (10-50%).

[213] **Ксеноліт** – фрагмент гірської породи, який зустрічаються в магматичній породі і відрізняється від неї за мінералогічним складом та особливостями генезису.

Найтепліший період – з січня по квітень із середньодобовою температурою близько +28 °C, а найхолодніші місяці – липень, серпень і вересень, коли середня температура падає приблизно до +25 °C.

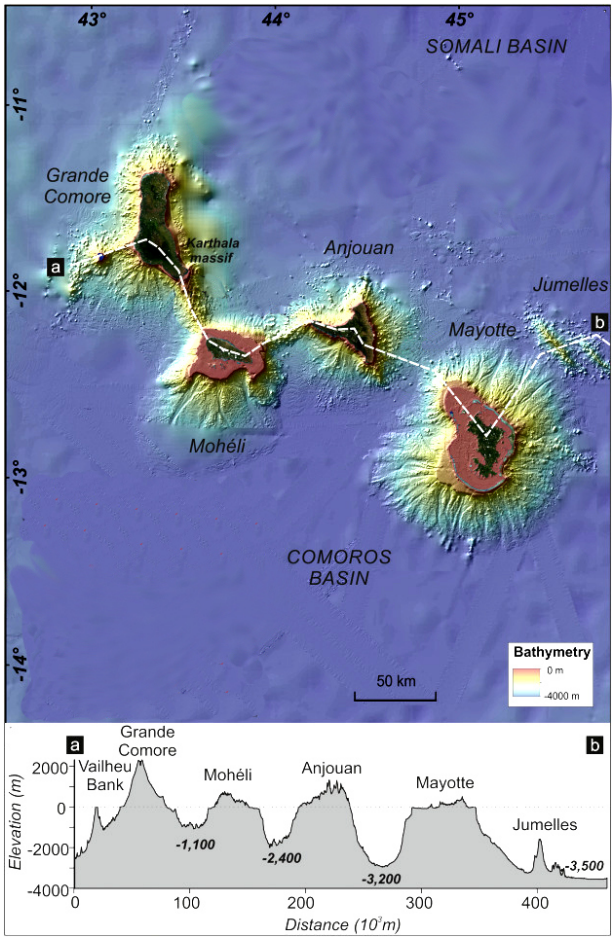


Рис. 89. Вулканічні споруди Коморських островів та їхній гіпсометричний профіль
(Tzevahirtzian et al. 2021)

З чотирьох основних островів, які складають архіпелаг, два менших (Мохелі та Анжуан) зайняті пагорбами у внутрішній частині, а найбільший – Великий Комор – вінчає вулкан Картала. Схили пагорбів і вулканів посилюють хмароформування, що часто призводить до злив і гроз, особливо на головному острові, який, власне, і є найбільш дощовим. На вулкані Картала випадає до 5000 мм опадів на рік, тоді як місто Мороні, яке розташоване на навітряній стороні, в сезон дощів (вплив північно-західного мусону) отримує лише 2700 мм опадів на рік.

У місті Фомбоні на острові Мохелі загальна річна кількість опадів становить 2100 мм, у місті Уані на острові Анжуан – 1800 мм опадів на рік. Січень найбільш дощовий місяць на всьому архіпелазі з більш ніж 300 мм опадів уздовж узбережжя. Найсухіший у Мороні жовтень – з 95 мм опадів, що свідчить про те, що зливи та грози можуть траплятися досить часто навіть у сухий сезон, принаймні на головному острові. Однак ці дощі, хоч і сильні, але короткочасні. На менших островах під час сухого сезону зливи менш часті та менш інтенсивні.

Кількість сонячного світла на Коморських островах достатня. Сонце світить кілька годин на день навіть у найвологіші місяці. Найсонячніший період – пасатний, тобто травень–листопад. Однак і в цей період може утворюватися невелика хмарність, особливо біля гір.

Температура океанічних вод довкола островів коливається від +25 °С у серпні до +29 °С у період з лютого по квітень.

Коморські острови розташовані на шляху тропічних циклонів, які можуть налітати на острови з листопада до середини травня. Хоча найбільш імовірні вони з кінця грудня до середини квітня.

Органічний світ

Ґрунтовий покрив Коморських островів сформований переважно латеритними ґрунтами, які багаті мінералами, але дуже бідні на гумус і піддаються сильній ерозії. Напівлистяні ліси ко-

лись покривали низовини Коморських островів, тоді як гірські вічнозелені вологі ліси можна знайти і тепер на висотах понад 800 м з домінуючими видами рослин, такими як: окотея коморська *(Ocotea comoriensis)* (рис. 90a), хая коморська *(Khaya comorensis)* і хрізофілум білий *(Chrysophyllum biovinianum)*. Види рослин також представлені основними родинами, включаючи *Sapotaceae, Ebenaceae, Rubiaceae, Myrtaceae, Clusiaceae, Lauraceae, Burseraceae, Euphorbiaceae, Sterculiaceae, Pittosporaceae* та *Celastraceae*.

На цих островах сформувалося розмаїття флори та високий ендемізм: з приблизно 1000 місцевих видів рослин 30% ендеміки, включаючи зникаючу пальму *Ravenea hildebrandtii* (рис. 90b). Більшість представників флори мають спорідненість з флорою Африки та Мадагаскару. Тут також чимало інтродукованих видів рослин.

Майже всі ендемічні види орнітофауни зустрічаються в лісових районах або на гірських вересовищах[214]. Три види птахів перебувають під загрозою зникнення: майоттський дронго (рис. 91a), анжуйський і мохельський пугачі. З місцевих ссавців, наявних на цих островах, добре поширені два види фруктових кажанів, які є ендеміками, включаючи плодового кажана Лівінгстона, ендемічного для островів Анжуан та Мохелі (Daniel at al. 2017). Серед інших ссавців вирізняється мангустовий лемур, завезений із Мадагаскару. Серед дев'яти ендемічних рептилій найпоширеніші коморський денний гекон (фельзума пласкохвоста) (рис. 91b), змієокий сцинк, коморська черв'якова змія та майоттський хамелеон.

У минулому більшість цих островів були вкриті лісом, однак на островах Анжуан і Майотта тепер залишилося вкрай мало незайманих лісів, а більша частина лісу, що залишився на остро-

[214] **Вересовище** – вересове пустище – територія, вкрита вічнозеленими чагарниками, що майже повністю належать до родини вересових.

вах Мохелі та Великий Комор, сильно деградувала, за винятком гірських районів, де місцевість пересічена або непродуктивна (Doulton et al. 2016). Хоча на Коморських островах було досягнуто значного прогресу в створенні природоохоронних законів, жодна з існуючих лісових територій не є ефективно захищеною. Захищені зони включають масив гори Нтрінгуї та півострів Бімбі на острові Анжуан і пляжі Сазілей і Шаріфу на острові Майотта, а також озеро Діані-Будуні та Рамсарське водно-болотне угіддя. Нещодавно на південній частині Острова Анжуан був заснований морський парк Лакекант.



a **b**

Рис. 90. Типові представники рослинного покриву Коморських островів – окотея коморська *(Ocotea comoriensis)* (a) та пальма *(Ravenea hildebrandtii)* (b)

Більша частина природної рослинності вже знищена, а розчищення нових територій під сільськогосподарські угіддя все ще триває. Експлуатація дикої природи включає і браконьєрство зелених морських черепах для місцевого споживання та наповнення колекцій денних геконів для торгівлі домашніми тваринами. Нині сейшельська летюча лисиця іноді використовується

як їжа деякими етнічними групами. Фруктовий кажан Лівінгстона споживається менше, через його рідкість і меншу загрозу посівам (Mickleburgh et al. 2009). Однак, оскільки продовольчі ресурси стають дедалі меншими, через зростання населення, місцеві табу проти вживання кажанів далеко не завжди дотримуються.



a **b**

Рис. 91. Типові представники тваринного населення Коморських островів – дронго майотський *(Dicrurus waldenii)* (a) та фельзума пласкохвоста *(Phelsuma laticauda)* (b)

Біорізноманіття островів також страждає від інтродукованих видів рослин і тварин, включаючи маленького індійського мангуста, індійську цивету, диких домашніх кішок і щурів, які серйозно впливають на популяцію птахів. Інтродуковані екзотичні рослини, наприклад лантана склепінчаста *(Lantana camara)*, витісняють або сильно впливають на місцеві види рослин.

Часті потужні циклони, приносячи сильні вітри, також істотно впливають на популяцію фруктових кажанів. Повалені дерева і, як наслідок, оголені схили спричиняють масштабні

зсуви. Ці процеси посилюються вирубкою лісів і лісозаготівлями, що відкриває лісові масиви. Знищення лісів також призводить до посилення ерозії верхнього шару ґрунтів та замулення рифових екосистем.

Пріоритетними природоохоронними діями на Коморських островах на наступне десятиліття визначені такі (Burgess et al. 2004):

– *створення охоронюваних територій для збереження критичних середовищ існування, наприклад, місць ночівлі кажанів Лівінгстона;*
– *сприяння сталим методам ведення сільського господарства для зменшення впливу вирубки лісів;*
– *розробка програми лісовідновлення та управління водними ресурсами.*



2.9. СЕЙШЕЛЬСЬКІ ОСТРОВИ

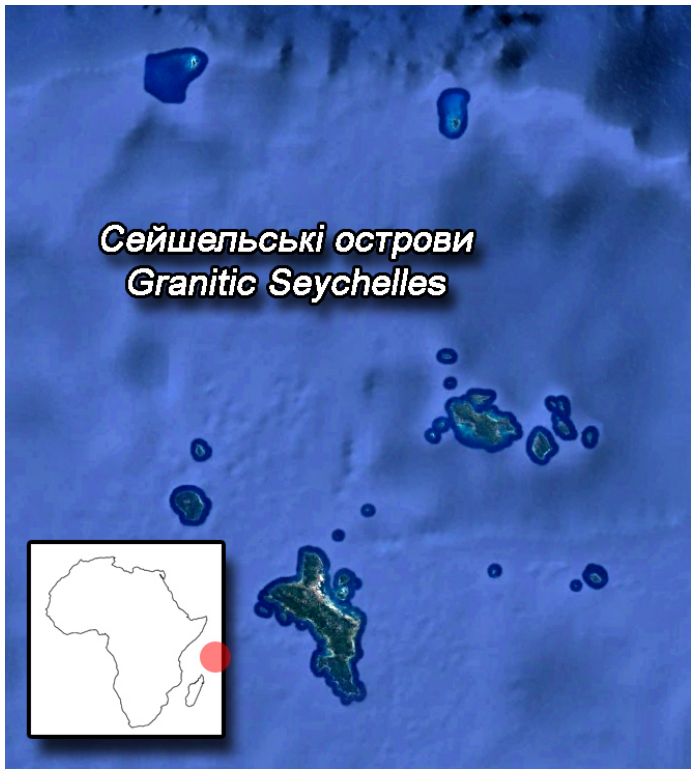


Рис. 92. Сейшельські острови (Google Earth)

Акваторія –	Індійський океан
Географічний центр –	4°35' пд.ш. – 55°40' сх.д.
Максимальна висота –	905 м
Загальна площа –	455 км^2

З історії…

Сейшельські острови мають дуже коротку історію, безпосередньо пов'язану із людьми: перші люди оселилися на островах лише наприкінці XVIII століття; до цього всі острови архіпелагу були абсолютно безлюдними. Ставши спершу французькою, а потім британською колонією, на Сейшельські острови разом із поселенцями прибули численні раби з різних куточків Африки. Ця суміш національностей породила багатокультурну та багатоетнічну націю, яка може пишатися незайманими екосистемами та неймовірним розмаїттям чималої кількості видів рослин і тварин, унікальних завдяки довгій ізоляції островів.



Рис. 93. Васко да Гама

Васко да Гама (1469–1524) – португальський дослідник і мореплавець, який відкрив морський шлях з Європи до Індії навколо мису Доброї Надії, другий віце-король Португальської Індії (1524).

Хоча перше поселення на Сейшельських островах датується 1770 роком, острови були помічені задовго до цього. Вважається, що вони були відкриті в VII столітті арабськими мореплавцями, про візити яких збереглися надто туманні свідчення. У 1502 році Васко да Гама побачив архіпелаг і позначив його на своїх картах під назвою *«Tres Irmãos»*, трьох братів (Loureiro 2013) (рис. 93). Тепер ця назва використовується

французькою для позначення трьох знакових гірських вершин Мае *(Trois Fréres)*. Однак першими європейцями, які безпосередньо ступили на Сейшельські острови, були англійці: представники Британської Ост-Індійської компанії[215] висадилася там у 1609 році, але не осіли на островах.



Рис. 94. Бертран-Франсуа Мае де Ла Бурдоне

Бертран-Франсуа Мае де Ла Бурдоне (1699–1753) – французький мореплавець та воєначальник. Зробив внесок у перемогу при Мае, і це ім'я було приєднано до його прізвища.

Через 140 років Франція звернула увагу на Сейшельські острови з метою віднайти швидший шлях з острова Маврикія[216] до Індії. Французький адміністратор Маврикія Бертран-Франсуа Мае де Ла Бурдоне (рис. 94) послав дослідника Лазара Піко (рис. 95) дослідити архіпелаг. У 1742 році Піко висадився на одному з його островів (Notter 2018; Allam, Jones 2019).

Французи вирішили оселитися на Сейшельських островах, щоб скористатися їхнім стратегічним положенням щодо Індії та почали вирощувати прянощі, намагаючись конкурувати з гол-

[215] **Британська Ост-Індійська компанія** – англійська приватна компанія з торгівлі з країнами Ост-Індії та Китаєм, яка існувала з 1600 по 1858 р.

[216] **Маврикій (острів)** – острівна держава в Індійському океані на схід від Мадагаскару. Маврикію належать також острів Родригес, острови Агалега та декілька дрібніших островів.

ландською торгівлею спеціями. У 1770 році 15 поселенців разом з дюжиною рабів оселилися на Сейшельських островах. Згодом велика кількість рабів була привезена з Маврикія (здебільшого креолів, народжених від африканських та європейських батьків), Мадагаскару, Мозамбіку та Індії. Перше століття заселення Сейшельські острови мали небагато жителів, проте дуже різного походження. Це призвело до сильного змішання етнічних груп і визначило багатоетнічний і багатокультурний характер населення, який помітний і сьогодні.



Рис. 95. Лазар Піко

Лазар Піко (1700–1748) – вважається першовідкривачем Сейшельських островів. На Сейшельських островах його ім'ям названо бухту Бе-Лазар, готелі, а також цілий район.

Сейшельські острови залишалися частиною Франції до 1814 року, коли вони перейшли під владу Британії після наполеонівських воєн за Паризьким договором 1814 року. У сьогоднішніх реаліях Сейшельських островів усе ще можна спостерігати потужний французький вплив, який проявляється не лише в прізвищах і географічних назвах, а й у місцевій кухні та мові. Насправді французька є однією з офіційних мов країни і основою сейшельської креольської мови. Однак у музиці та традиційних танцях африканський відбиток, привнесений рабами того часу, сильніший.

Коли рабство було скасовано на британських територіях у 1835 році, кілька сотень звільнених африканських рабів прибули на Сейшельські острови і пішли працювати на плантаціях, що залишилися, в обмін на продовольчі пайки та зарплату. Вони також допомогли зробити населення Сейшельських островів надзвичайно різноманітним. Іншим фактором, який сприяв мультикультуралізму Сейшельських островів, була роль, яку острови відігравали під час британського контролю як місце заслання для політичних в'язнів. Протягом багатьох років на Сейшельські острови прибували в'язні із Занзібару, Єгипту, Кіпру, Палестини й багатьох інших.

Перші вибори на Сейшельських островах відбулися у 1948 році після того, як вони були частково відокремлені від британської корони. У цей час тут розвинулася сильніша політична свідомість, яка в наступні роки знайшла відображення у зростаючій кількості політичних партій – у 1967 році відбулися перші повністю незалежні вибори на Сейшельських островах. Острови залишалися за Британією до 1976 року – здобуття незалежності республікою у складі Співдружності.

Завдяки своїй історії Сейшельські острови тепер є місцем відпочинку мрії та справді унікальним місцем у світі не лише завдяки їх культурному та етнічному розмаїттю, а й унаслідок великого природного розмаїття.

Незаперечно те, що заселення Сейшельських островів людьми завдало шкоди екосистемам островів: кілька видів тварин зникли, а частину первісної рослинності було безповоротно знищено через заготівлю деревини та розробку плантацій (особливо кокосового горіха та кориці). Ці, колись прибуткові галузі, занепали з роками, і головними джерелами доходу на Сейшельських островах став туризм і риболовля.

Тепер сталий туризм і сувора охорона природи, а також різноманітні проєкти, спрямовані на збереження морських екосистем, відіграють важливу роль на Сейшельських островах і забезпечують збереження цього раю.

Природа…

Тектоніка та геологія

Так звана Сейшельська «Плита» зовсім не плита – це, насправді, плато. Сейшельські острови є найвищою частиною цього підводного піднесення – Маскаренського плато, яке має площу понад 96 560 км^2. Ця підвищена територія розташована на північний захід від Мадагаскарської плити й утворилася завдяки дрейфу Індійської плити, яка під час руху від Гондвани залишила позаду континентальні фрагменти. Мадагаскарська мікроплита, як і Сейшельська, є частиною Сомалійської плити.

Острів Мае складається із сірих і порфірових гранітів, тоді як острів Праслен із рожевих гранітів. Граніти, знайдені на Сейшельських островах, такі самі як і на Мадагаскарі та в північно-західній Індії. Встановлено, що всі вони утворилися близько 750 млн років тому (Tucker et al. 2001). Проте граніти Мае дещо старші, ніж граніти Праслена. Вони посічені долеритовими дайками, які вторглися в докембрії, а потім і в ранному третинному періоді (Suwa et al. 1983). Острови Силует й Іль-дю-Нор сформовані лужними магматичними комплексами віком 61–67 млн років (Dickin et al. 1986). Вони мають вік, подібний до долеритових дайок, і, ймовірно, пов'язані з подібними утвореннями на Деканському плато в Індії, оскільки Сейшельські острови в той час були розташовані поруч з Індією (Collier et al. 2008). Буріння *Amoco*[217] в південно-західній частині плато Сейшельських островів виявило вуглеводні тріасового та юрського періодів, що вказує на ймовірність присутності континентальної кори в цьому регіоні (Coakley 1997).

Plummer (1995) підсумовує тектонічну історію Сейшельських островів так:

[217] **Amoco** – транснаціональна хімічна та нафтова компанія, що є одним із найбільших виробників нафти та газу у світі. Заснована у 1889 році в Індіані.



– *у пізньому докембрійському періоді Сейшельські острови утворилися шляхом формування гранітів Мае 710–680 млн років тому, закладенням гранітів Праслен ~665 млн років тому та дайками ~620 млн років тому, тоді, коли Сейшельські острови були частиною Індії, яка входила до складу Східної Гондвани;*

– *незначна додаткова магматична активність відзначається в регіоні до раннього юрського періоду (~190 млн років), який характеризувався виверженням базальтів Кару*[218]*. Після виверження базальтів виникла гаряча точка Маріон, про що свідчить шар розсклованого попелу;*

– *ранній крейдяний період (~135 млн років) був відзначений вулканізмом уздовж зони розлому Деві та формуванням деяких вулканічних гірських порід, пов'язаних із мігруючою гарячою точкою Маріон. Про це свідчать долеритові дайки Сейшельських островів;*

– *додатковий вулканізм через гарячу точку Маріон у ранній крейді, ~120 млн років, є ймовірною причиною утворення банки Сая-де-Малья*[219]*;*

– *пізня крейда також була відзначена вулканізмом ~96–84 млн років тому, приблизно в той самий час, коли почався рифтинг між Сейшельськими островами та Мадагаскаром, маркований кислотними вулканітами на північному сході Мадагаскару та на західному узбережжі Індійської плити. Саме тоді в Маскаренському басейні утворилася перша океанічна кора* (Plummer, Belle 1995).

---

[218] **Супергрупа Кару** – найпоширеніший стратиграфічний підрозділ в Африці на південь від пустелі Калахарі. Супергрупа складається з послідовності підрозділів, переважно неморського походження, що відклалися між пізнім карбоном і раннім юрським періодами ~120 мільйонів років.

[219] **Сая-де-Малья** – велика підводна банка, частина великого підводного Маскаренського плато.

– *82–65 млн років тому стискаючий трансформний розлом між Індійською (включаючи Сейшельські острови) і Сомалійською плитами утворив дугоподібну частину хребта Аміранте. Однак природа земної кори під хребтом Аміранте продовжує дивувати геологів і тепер* (Hammond et al. 2013)*;*

– *під час пізньої крейди та на початку третинного періоду Деканський трапово-базальтовий вулканізм*[220] *в Індії потенційно міг спричинити рифтинг між Сейшельськими островами й Індією та створити Карлсберзький хребет. Отже, Мадагаскарська плита відкололася від Індії та Сейшельських островів і припинила рух, коли Індія та Сейшельські острови рухалися на північний схід. Незабаром після цього Сейшельська та Індійська плити розділилися. Нарешті, Індійська плита перемістилася на північний схід, а Сейшельські острови залишилися на місці (по суті, тепер вони є частиною Мадагаскарської плити). В цей час Сейшельські острови повільно опускаються зі швидкістю приблизно сантиметр за кожне тисячоліття в Індійський океан.*

Клімат

На Сейшельських островах клімат тропічний, жаркий протягом усього року. З листопада по березень через північно-західний мусон триває сезон дощів і душної погоди, а з червня по вересень, коли починають домінувати південно-східні пасати, настає сухий і трохи прохолодніший сезон. Тропічні дощі зазвичай бувають у вигляді злив або гроз, особливо вдень у спекот-

[220] **Траповий магматизм** – особливий тип континентального магматизму, для якого характерний величезний обсяг виливу базальту за геологічно короткий час (перші мільйони років) на великих територіях.

ний і дощовий сезон і вночі в найсухіший період, коли вони досить часті, але короткочасні.

Середня денна температура становить близько +26 °C у липні та серпні, +27 °C у січні та +28 °C у березні, квітні та травні, які є найтеплішими місяцями на островах. Температура незначно коливається як між нічною та денною, так і між сезонами: вона рідко перевищує +33 °C вдень або опускається нижче +22 °C вночі.

Сейшельський архіпелаг складається з понад сотні островів, острівців й атолів, розкиданих в Індійському океані на великій території, протяжністю до 1200 кілометрів. Тому, хоча вони і мають досить однорідний клімат, усе ж характеризуються деякими відмінностями. Всі острови умовно можна поділити на дві групи:

– *внутрішні острови, які включають так звані Гранітні Сейшельські острови, серед яких найбільші та найзаселеніші – острови Мае, Праслен і Ла Діг;*
– *зовнішні острови є плоскими кораловими атолами, витягнутими на південний захід.*

Що стосується дощів, то на північних островах (розташовані ближче до екватора) їх зазвичай більше, ніж на південних. Найпівнічніші острови, розташовані на широті 3° на південь, – це острів Берд, де річна кількість опадів становить близько 1950 міліметрів, і острів Деніс, де річна кількість не перевищує 1700 мм. Мае, головний острів на широті 4° пд.ш., найбільш дощовий. Найпівденніші із зовнішніх островів значно сухіші, зокрема група Фаркуар, а тим більше група Альдабра на південному заході, – настільки, що кількість опадів там знижується до 985 мм на рік на однойменному острові, і до 865 мм на меншому острові Успіння.

Режим опадів на Сейшельських островах досить нестабільний з року в рік. Зокрема, на нього може впливати так

званий цикл ENSO[221]. У роки Ель-Ніньо іноді може йти сильний дощ під час сухого сезону, тоді як сезон дощів може бути сухішим, ніж зазвичай. У роки Ла-Ніньї відбувається навпаки.

Сейшельські острови розташовані близько до екватора. Фактично їх широта коливається від 3° до 10° на південь. Це означає, що день триває близько 12 годин протягом всього року, а захід Сонця настає досить рано, між 6 і 6:30 вечора.

Сезон дощів триває з жовтня по квітень. У жовтні починаються зливи (які в деякі роки можуть бути дуже сильними) і перестають дути південно-східні пасати.

До листопада тут спекотний і дощовий сезон, вітер слабкий.

Грудень і січень – це місяці, коли дощі бувають частими і рясними. В інші місяці (тобто в жовтні та листопаді й з лютого по квітень) опадів зазвичай менше, навіть якщо це залежить від року. З лютого по квітень кількість опадів дещо зменшується, натомість збільшується кількість сонячних годин, а разом з ними і температура. Найспекотніші місяці – березень і квітень: температура часто досягає +32–33 °С, вітровий режим слабкий. Квітень – найспекотніший місяць року.

У травні ще жарко, але починають дути південно-східні пасати, які охолоджують повітря. На островах це найсонячніший місяць, хоча протягом нього можливі сильні зливи.

Найбільш прохолодні місяці, липень і серпень, є кульмінацією періоду південно-східних пасатів, який триває з червня по вересень (іноді також з травеня по жовтень). У цей період вітер може хвилювати море, особливо вздовж берегів, що виступають на схід і південь. Вітер досягає свого піку в серпні з

[221] **Цикл ENSO** – це науковий термін, що описує коливання температури між океаном та атмосферою в східно-центральній Екваторіальній частині Тихого океану (приблизно між Міжнародною лінією зміни дат та 120° зх. д.). Ла-Нінья іноді називають холодною фазою ENSO, а Ель-Ніньо – теплою.

поривами 50 км/год, він може приносити водорості на берег і створювати небезпечні течії поблизу найбільш відкритих берегів.

Як уже згадувалося, острів Мае найбільш дощовий. У місті Вікторії випадає 2350 міліметрів опадів на рік; найбільш вологим місяцем є січень, потім грудень; найбільш сухий період – триває з червня по серпень. У внутрішній частині острова є кілька пагорбів, де річна кількість опадів досягає 3500 мм. Найсухіші райони острова – північ та південь, де кількість опадів падає нижче 2000 мм.

Кількість сонячного світла достатня у відносно сухий період, тоді як у найбільш дощові місяці, з грудня по лютий, Сонце світить в середньому 5–6 годин на день.

На Сейшельських островах температура океанічних вод завжди достатньо висока і коливається від +26,5 °C у липні та серпні до +30 °C у квітні.

На Сейшельські острови чато налітають тропічні циклони, які формуються на південь від екватора в період з листопада до середини травня, інколи – з кінця грудня до середини квітня. Найбільшому ризику піддаються найпівденніші із зовнішніх островів, зокрема групи Альдабра та Фаркуар. Циклони характеризуються сильними вітрами і проливними дощами.

Найпівнічніші острови, включно з Мае, які розташовані поблизу екватора, загалом не страждають від циклонів, та іноді вони можуть потрапляти під їхній вплив, як це сталося в травні 1990 року з тропічним штормом Іконджо та в січні 2013 року з циклоном Філлінг, які завдали чималих збитків.

Органічний світ

Незважаючи на те, що пляжі Сейшельських островів часто називають одними з найкрасивіших у світі, ще однією відмітною рисою островів є барвиста рослинність, якої стає тим більше, чим глибше пройти до центру островів.

Завдяки віддаленому розташуванню Сейшельські острови довго залишалися безлюдними, що гарантувало збереження чималої кількості видів рослин, які не вижили в решті світу. Острови також є домівкою для багатьох унікальних ендемічних видів рослин. Наразі виявлено 75 таких видів, деякі з них унікальні навіть для окремих островів архіпелагу. Більшість практично непомітні, як-от трави або чагарники. Однак червоне та залізне дерева, а також медузагіна (дерево медузи, яке колись вважалося вимерлим) вражають своїм виглядом (рис. 96a).

Особливо унікальним природним феноменом є Сейшельська пальма (рис. 96b). Це найвідоміший із шести ендемічних видів рослин Сейшельських островів, який має найбільше насіння з усіх рослин у світі. Дерево є ендеміком лише островів Праслен та Кюр'єз.

Найкрасивішою квіткою Сейшельських островів вважається дика ваніль – ендемічна орхідея з лососево-червоними пелюстками. На відміну від «справжньої» рослини ванілі, плоди цієї дикої квітки неїстівні.

У гірських регіонах островів Мае та Силует росте хижа рослина непентес, чиє листя схоже на глечики.

Незважаючи на ці природні чудеса, багато їстівних культур, завезених у XVIII столітті французькими колонізаторами та закуплених спеціально для вирощування на Сейшельських островах, краще характеризують рослинність архіпелагу. До них належать: хлібне дерево, дерево кров дракона, кеш'ю і численні дерева кориці, а також альбіція, евкаліпт і баньян. Останній із них почав свій життєвий цикл як паразит, коли птахи поширювали його насіння на інші дерева, де потім воно пускало коріння перед тим, як знищити рослину-господаря.

Однією з найпоширеніших рослин є кокос, висушена м'якоть якого, копра, колись була одним із основних експортних товарів Сейшельських островів. Окрім таких декоративних рослин, як бугенвілія, гібіскус і вогняне дерево, на Сейшельських островах також процвітає чай. Не кажучи вже про велику кіль-

кість тропічних фруктів, наприклад, банани, ананаси, зірчасті фрукти, манго, папайю, маракуйю, авокадо, гарбузи тощо. На жаль, чимала кількість завезених рослин істотно вплинули на місцеві види.



a b

Рис. 90. Типові представники рослинного покриву Сейшельських островів – медузагіна супротивнолиста *(Medusagyne oppositifolia)* (a) та сейшельська пальма *(Lodoicea maldivica)* (b)

Багато ендемічних рослин Сейшельських островів використовуються в лікувальних цілях, у тому числі німа тростина, яку жують для заспокійливого ефекту. Насіння токсичного чистовуста можна кваліфіковано підготувати для створення різних ліків. Креольське населення часто відвідує природних цілителів, які шукають особливих цілющих ефектів цих рослин.

На Сейшельських островах мешкає велика кількість видів тварин, у тому числі 13 видів земноводних, 30 видів рептилій і 220 видів птахів. Крім того, на островах налічується понад 1000 видів безхребетних, багато з яких потребують особливої охорони. Сейшельські острови мають найбільшу частку природоохо-

ронних територій у світі за співвідношенням загальна площа/площа природоохоронних територій.

Єдиними ссавцями, які були корінними для Сейшельських островів до прибуття людини, є ендемічні сейшельські фруктові кажани (летючі лисиці) (рис. 97а). Ці травоїдні кажани мають вражаючий розмах крил – до 1 м.

Люди привезли із собою на острови й інших ссавців. Наприклад, рідкісного їжакоподібного великого тенрека, який жив колись лише на Мадагаскарі.

Сейшельські острови є домівкою для 220 видів птахів, у тому числі сімнадцять ендемічних наземних видів.

Таке розмаїття місцевої острівної фауни можна пояснити тривалим еволюційним процесом. Сейшельські острови були ізольовані від решти світу протягом багатьох мільйонів років, що пояснює як різноманіття птахів, так і відсутність їх різнокольорових видів. Птахам, які оселилися тут, просто не потрібно було еволюціонувати, щоб виглядати особливо барвистими для приваблення протилежної статі.

На острові Праслен водиться чорний папуга з темним блискучим опереннням. Крім того, тут є різні нектарниці та дрозди. Цікаво, що деякі види споживаються як їжа місцевим населенням. Так, чаплю єгипетську часто можна побачити на ринку міста Вікторії, тоді як райська мухоловка знаходиться під загрозою зникнення, і її тепер можна спостерігати лише на острові Ла-Діг.

На острові Фрегат живе рідкісна сорочача кропив'янка. Сейшельську очеретянку можна побачити на островах Кузен, Арід і Деніс, а також фрегатів із розмахом крил до 2 метрів і багато різних видів крячок (наприклад, чорних і білих казкових крячок). По суті, крячок можна назвати національними птахами, які є логотипом національної авіакомпанії. Крім цих рідкісних видів, на Сейшельських островах водяться горобці, сови, чайки, голуби (наприклад, синя сейшельська голубка і білосніжна горлиця).

На Сейшельських островах проживає загалом тринадцять видів земноводних, у тому числі ендемічна сейшельська деревна жаба, яка виростає лише до 76 мм у довжину. Цей вид любить залишатися у вологих лісах. Маскаренська жаба, забарвлена в різні відтінки коричневого кольору і позначена трьома яскравими лініями на верхній частині тіла, більш поширена.

Тут можна зустріти близько тридцяти видів наземних рептилій. Деякі з них були завезені на острови людьми. Окремі їхні види все ще представлені на островах з кількома підвидами. Величезні гігантські альдабрські черепахи, схожі на живі скам'янілості, спокійно пересуваються місцевими ландшафтами (рис. 97b). Якби атол Альдабра не був визнаний природоохоронною територією, то ці тварини, найімовірніше, були б уже знищені. Як і на ламантина, на цих черепах полювали через їхнє смачне м'ясо, але, на відміну від перших, черепах все ще можна зустріти на Сейшельських островах.

Болота острова Ла-Діг є домівкою для болотних черепах довжиною до 20 см. На жаль, вони стали дуже рідкісними через те, що люди часто полюють на них для приготування каррі та виготовлення сувенірів. У 1967 році продаж болотних черепах було заборонено.

На Сейшельських островах водяться гекони. Крім ящірок, на островах поширені хамелеон, сейшельський сцинк і деякі маленькі, боягузливі, неотруйні змії.

Кілька видів морських черепах і понад тисяча видів риб поширені на місцевих коралових рифах і у глибоководному морі навколо Сейшельських островів. Незрівнянна за забарвленням синьо-помаранчева риба-ангел з чорно-жовтими смугами. Вражає схожа на неї і смугаста риба-клоун, яка разом із дасциллом живе в тісному симбіозі з морською анемоною.

Серед хижих риб домінують морський окунь та риба-хірург. Цікава і синьо-зелена риба-папуга, яка гризе корали викидаючи всі неперетравлені елементи назад в океан у вигляді піску. Сейшельські острови завдячують своїми прекрасними бі-

лими піщаними пляжами невтомній праці саме цієї тварини протягом багатьох тисячоліть.



a b

Рис. 91. Типові представники тваринного населення Сейшельських островів – сейшельська летюча лисиця *(Pteropus seychellensis)* (a) та альдабрська черепаха *(Aldabrachelys gigantea)* (b)

Поширені також летючі риби; на рифах ховаються морські окуні, а білопера акула в очікуванні здобичі патрулює довколишні води. Тут також можна натрапити на крилатку, рибу-оскар, рибу-флейту, а в мангрових заростях – на мулистих стрибунів довжиною 5–10 см.

Підводний світ Сейшельських островів майже не змінився за останні десятиліття, оскільки багато частин території були взяті під охорону з 1973 року.

2.10. ОСТРОВИ МАФІЯ, ЗАНЗІБАР ТА ПЕМБА



Рис. 92. Острови Мафія, Занзібар та Пемба (Google Earth)

Акваторія –	Індійський океан
Географічний центр –	Мафія – 7°51' пд.ш. – 39°47' сх.д.; Занзібар – 6°08' пд.ш. – 39°18' сх.д.; Пемба – 4°13' пд.ш. – 39°44' сх.д.
Максимальна висота –	Мафія – 99 м; Занзібар – 120 м; Пемба – 119 м.
Загальна площа –	Мафія – 435 км^2; Занзібар – 1666 км^2; Пемба – 988 км^2.

З історії…

Мандрівники, торговці, рейдери та колонізатори з усього світу тягнулися до Занзібару протягом століть. Шумери, ассірійці, єгиптяни, фінікійці, індійці, китайці, малайці, перси, португальці, араби, голландці та англійці ступали на прекрасні білі пляжі острова Занзібар, залишивши по собі багату та своєрідну спадщину (Ingrams 2012). Корінними мешканцями острова були банту, які, ймовірно, мігрували з материка по стародавньому сухопутному мості. Перша згадка про Занзібар наявна в путівнику грецького мореплавця «Періпл Еритрейського моря», написаного близько 50 р. н.е.

Розкопки в Руфіджі та архіпелазі Мафія засвідчили, що поселення залізного віку засновані між 400 і 800 рр. н.е. Вважається, що нинішнє місце розташування готелю Кінасі Лодж є одним із цих поселень.

До 700 р. н.е. на Занзібарі з'явилися перші мусульмани, оскільки араби, які пливли з Перської затоки через дію пасатів, почали оселятися тут. У 1107 році перша мечеть з коралового каменю була побудована в селищі Кізімказі на південному заході острова Занзібар (Ingrams 2020). Араби, які походили з Оману, вільно вступали в шлюби з місцевими жителями, сформувавши основу народу суахілі. Ширазі, поселенці з Перської затоки, прибули сюди приблизно в 1200 р. н.е., додавши ще один інгредієнт до занзібарського котла.

У 1498 році португальці були першою європейською державою, яка отримала контроль над Занзібаром і утримувала його протягом майже 200 років. У 1652 році оманські араби розграбували Занзібар, а в 1698 році португальці здали їм Момбасу[222].

[222] **Момбасу** – місто на східноафриканському узбережжі Суахілі на півдні сучасної Кенії, головний порт і друге за величиною місто в країні, адміністративний центр Прибережної провінції.



У 1698 році Занзібар потрапив під контроль Султанату Оман з правлячою арабською елітою та процвітаючою економікою, заснованою на торгівлі товарними культурами. Були створені плантації для вирощування прянощів, процвітала також торгівля бивнями слонів у внутрішній частині Африки. Стоун-Таун, головне місто Занзібару, також було головним торговим портом для східноафриканської работоргівлі, через який щороку проходило близько 50 000 рабів.

У цей час султан Занзібару контролював значну частину східноафриканського узбережжя, яке тоді було відоме як Зандж і включало Момбасу та Дар-ес-Салам[223]. Він також контролював торговельні шляхи, які простягалися набагато далі вглиб країни, наприклад до Кінду[224] на річці Конго.

Однак поступово Занзібар потрапив під контроль британців, частково внаслідок політичного поштовху до руху за скасування работоргівлі в XIX столітті. Відносини між Британією та найближчою колоніальною державою Німеччиною були офіційно оформлені Гельголландсько-Занзібарським договором 1890 року, в якому Німеччина зобов'язалася не втручатися в британські інтереси в острівному Занзібарі. Того року Занзібар став британським протекторатом (1890–1913). Спочатку британці призначали «маріонетковими» губернаторами традиційних візирів; між 1913 і 1963 роками призначалися виключно британські губернатори (Burgess et al. 2009). Спадкоємство султана, якого британці не схвалювали, призвело до англо-занзібарської війни. Вранці 27 серпня 1896 року кораблі Королівського флоту знищили палац Бейт-аль-Хукум. Через 38 хвилин було оголошено про припинення вогню, і згодом бомбардування стало відомим як «Найкоротша війна в історії».

---

[223] **Дар-ес-Салам** – найбільше місто й до 1996 року столиця Танзанії.

[224] **Кінду** – місто в Демократичній Республіці Конго. Адміністративний центр провінції Маніема.

Відповідно до договору 1890 року, Німеччина взяла під контроль острів Мафію, а в 1892 році прибули перші німецькі жителі і побудували будівлі, які збереглися дотепер. Німеччина заплатила султану Оману Алі бен Сааду 4 мільйони німецьких марок за Мафію та частину материкового узбережжя.

Наприкінці 1922 року контроль над Мафією перейшов із Занзібару до Танганьїки[225], поклавши край воєнному стану Першої світової війни.

Острови отримали незалежність від Великобританії в грудні 1963 року як конституційна монархія. Через місяць кривава Занзібарська революція, під час якої загинули тисячі арабів та індійців, створила Республіку Занзібар і Пемба. Того квітня республіка об'єдналася з материковою колишньою колонією Танганьїка. Ця Об'єднана Республіка Танганьїки і Занзібару незабаром була перейменована в Об'єднану Республіку Танзанія, в якій Занзібар залишається напівавтономним регіоном.

Природа…

Тектоніка та геологія

Вважається, що острови Занзібар і Пемба колись були частиною африканського континенту. Відокремлення Пемби відбулося в епоху міоцену (приблизно 23–5,3 мільйона років тому), а Занзібару в пліоцені (приблизно 5,3–2,6 мільйона років тому, можливо, навіть пізніше). Різні типи вапняків формують основу обох островів. Також трапляються піски та пісковики разом із різноманітними залишковими відкладами, подібними до алювіальних шарів на прилеглому африканському материку. Значне вивітрювання вапняків у поєднанні з ерозією та тектонічними рухами привело до появи різноманітних ґрунтів, включаючи

[225] **Танганьїка** – назва східноафриканської території, у 9 грудня 1961 – 26 квітня 1964 рр. і незалежної держави, що існувала у районі Африканського Міжозер'я, зокрема між найбільшими озерами Вікторія, Ньяса (Малаві) і Танганьїка.

червоноземи, суглинки, глини та піски. Плоскі ділянки коралового вапняку трапляються на схід, південь і північ від Занзібару та на західних островах. Місцями коралові відклади покриті малопотужним червоноземом або алювієм.

Якщо рухатися з напрямку африканського материка, то поверхня Занзібару характеризується спершу плоскими поверхнями, а далі невеликими хребтами вздовж його центральної осі північ–південь. Його найбільша довжина становить 85 км, а ширина –39 км. Найвища точка системи центрального хребта – Масінгіні – 119 м над рівнем моря. Підвищена місцевість слабко хвиляста, на ній беруть початок кілька невеликих річечок, які течуть на захід до моря.

Клімат

Занзібар – це архіпелаг, утворений двома головними островами, Унгуджою (власне Занзібаром) і Пембою. Острів Мафія розташований дещо південніше.

Клімат тропічний, жаркий протягом всього року, з двома сезонами дощів: один більш інтенсивний, відомий як сезон «тривалих дощів», з березня по травень, з піком у квітні, й інший, менш інтенсивний, відомий як «короткий» сезон дощів, між серединою жовтня і груднем. Загальна річна кількість опадів становить приблизно 1600 мм на Занзібарі, 1900 мм на Пембі і 1700 на острові Мафія. Квітень і травень є найбільш вологими місяцями, коли зливи можуть бути дійсно сильними і викликати повені.

Температура висока протягом усього року. Найтепліший період – з грудня по березень, протягом якого максимальна температура коливається близько +32–33 °С. Вологість висока, хоча вітерець трохи пом'якшує спеку. У пікові моменти температура може досягати +36–38 °С. Період з травня по серпень, коли переважають пасати, що дмуть з південного сходу, прохолодніший з максимальною температурою близько +29–30 °С.

Кількість сонячного світла на Занзібарі достатня протягом року, за винятком тривалого сезону дощів з березня по травень, коли розвивається висока хмарність.

Температура океанічних вод у межах островів коливається від +25,5 °C в серпні та вересні до +28,5–29,5 °C в період з грудня по квітень.

Архіпелаг розташований поблизу екватора на межі зони, де можуть формуватися тропічні циклони. Насправді Занзібар майже ніколи не зазнає їхнього впливу, ймовірно, через переважаючі течії. Однак не можна виключити, що один із циклонів Південної півкулі не може пройти досить близько, щоб викликати штормові хвилі. Такі події інколи трапляються з листопада до середини травня, особливо з кінця грудня до середини квітня.

Органічний світ

На островах сформувалися різноманітні наземні та морські середовища існування, включаючи прибережні та мангрові ліси, а також коралові рифи, які підтримують низку диких тварин. Тут зареєстровано понад 700 видів риб, 53 ссавців і 200 видів птахів.

На островах гніздяться зелені черепахи, а прибережні води населяють дельфіни-афаліни, різнокольорові рифові риби, включно з антіасом, синьою рибою, крилаткою та рибою-банером. На атолі Мнемба та острові Чамбе найкраще збереглися рифи, і в останні роки громадські природоохоронні організації заохочують стале рибальство та відповідальний туризм.

В унікальних болотних лісах заповідника Джозані можна спостерігати рідкісних ендемічних ссавців і птахів. Червона колобусна мавпа (колобус Керка) є, мабуть, найвідомішим їх мешканцем (рис. 93а). Серед інших особливо поширені деревні дамани та землерийки.

Окраїнні лагуни Занзібару дуже мілкі, і це особливо помітно вздовж східного узбережжя, де приплив подекуди може досягати понад 1 км, оголюючи стародавні коралові рифи. Тут по-

ширені червоні горбаті морські зірки, морські їжаки і восьминоги, які ховаються на мілководді.



a



b

Рис. 93. Рідкісні представники тваринного населення островів Занзібар, Пемба та Мафія – колобус Керка *(Procolobus kirkii)* (a) та дуїкер Адерса *(Cephalophus adersi)* (b)

Вологолюбні пальми та червоні дерева лісів островів є домівкою для однієї з найрідкісніших антилоп у світі: дуїкера Адерса (рис. 93b). Тут поширені і занзібарські руді колобуси, які знаходяться під загрозою зникнення. Ці грайливі примати напрочуд звикли й часто мирно добувають їжу з групами блакитних мавп Сайкса. Серед птахів найпоширеніші мангровий рибалочка, коронований носоріг і турако Фішера.

2.11. ОСТРОВИ ДАХЛАК, ФАРАСАН І ХАНІШ

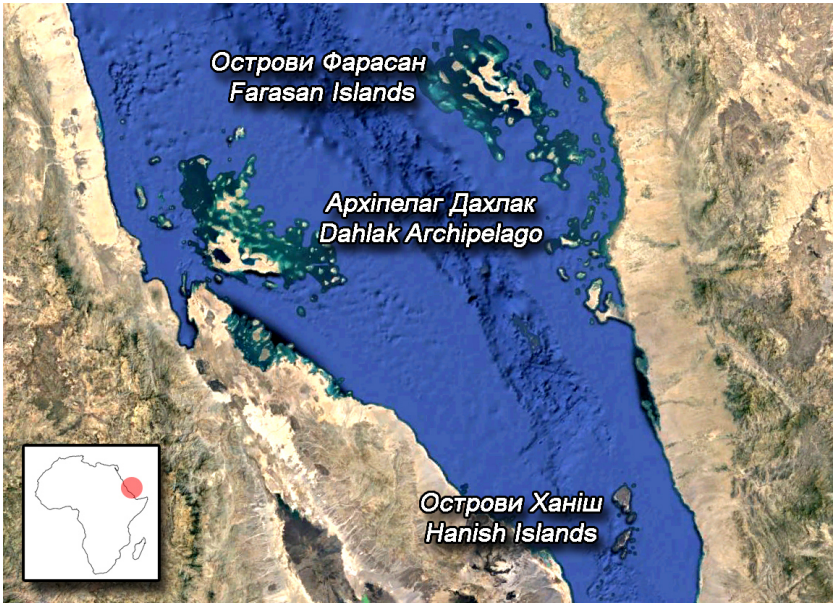


Рис. 94. Острови Дахлак, Фарасан і Ханіш (Google Earth)

Акваторія –	Червоне море
Географічний центр –	Дахлак – 15°50' пн.ш. – 40°12' сх.д.; Фарасан – 16°46' пн.ш. – 41°58' сх.д.; Ханіш – 13°45' пн.ш. – 42°45' сх.д.
Максимальна висота –	Дахлак – 123 м; Фарасан – ~100 м; Ханіш – 624 м.
Загальна площа –	Дахлак – 900 км^2; Фарасан – 696 км^2; Ханіш – ~250 км^2.

З історії…

Появу перших людей на південних островах у Червоному морі пов'язують з Південним коридором узбережного руху людей між Африкою та Аравією через протоку Баб аль-Мандеб у верхньому плейстоцені завдяки низькому рівню води в протоці (Bailey et al. 2007).

У I столітті нашої ери Фарасанські острови відомі як *Portus Ferresanus*. Латинський напис, датований 144 роком нашої ери, був знайдений на острові, який свідчить про будівництво римського гарнізону. Вважається, що острови могли бути приєднані до провінції Аравія Фелікс, перш ніж були передані Египту. З огляду на це, Фарасанські острови могли бути найдальшим римським форпостом на відстані 4000 км від самого Рима (Cooper, Zazzaro 2014).

Жителі островів Дахлак – одні з перших на Африканському Розі, хто прийняв іслам, і ряд надгробків куфічним шрифтом підтверджує цей ранній зв'язок. У VII столітті на архіпелазі виникла незалежна держава. Однак згодом він був завойований Єменом, потім Ефіопською імперією. У 1517 році турки-османи завоювали острови та передали їх під владу паші в Суакіні як частину провінції Хабеш.

У 1900 році Німецький імперський флот уклав угоду з Османською імперією, яка дозволила їм створити вугільну станцію на Фарасанських островах для підтримки своїх кораблів у Червоному морі. Німецька імперія планувала врешті-решт придбати острови, але проект був відкинутий у 1902 році. На острови Ханіш також претендувала Османська імперія, але у червні 1915 року острови були окуповані Британією, щоб «випередити італійців» (Killion 1998). Пізніше ними керувала італійська колонія Еритрея до 1941 року, коли італійські колонії не здалися британській армії. Згодом Британія віддала Еритрею Ефіопії. Про-

тягом 1970-х років на острови Ханіш претендували Ефіопія та Ємен.

Після міжнародного визнання незалежності Еритреї в 1993 році архіпелаг Дахлак став частиною Еритреї. Острови Фарасан тепер належать Саудівській Аравії

Природа…

Тектоніка та геологія

Основу островів складає піднятий кораловий риф із скам'янілостями, кораловими поверхонями вздовж ваді, а також розмитими кораловими скелями або кораловими пісками вздовж узбережних регіонів. У деяких районах утворилися довгі вузькі ущелини через вимивання соляного субстрату та обвалення коралових поверхонь, що лежать вище. Ці ущелини мають глибину до 15 м. Острови Дахлак, Фарасан і Ханіш переважно складені третинними і четвертинними відкладами, зокрема вапняком, глинистими сланцями та відкладами випаровування. Загалом острови складаються з однорідної рифової товщі, яка підстилається яскраво-білими мергелистими вапняками (Almalki, Bantan 2015). Нижче вони змінюються жовто-зеленими товщами з ізольованими прошарками глин.

Хоча острови розташовані досить хаотично у Червоному морі, форма та їх розташування вказують на тектонічний контроль над їхнім просторовим розподілом. Цей тектонічний контроль підтверджується неузгодженим співвідношенням між евапоритами та вапняками (Almalki, Bantan 2015). Тектонічна активність і підняття рифів ще більше ускладнюються діапіризмом. На архіпелазі Фарасан виявлено численні окремі розломи та цілі системи розломів, що пов'язують із діапірами та тектонічними рухами.

Клімат

Острови розташовані у внутрішньому Червоному морі, замкнутому африканськими та аравійськими пустелями, тому для

них загалом характерний тропічний аридний та напіваридний клімат. Відповідно тут спостерігають тривалий спекотний сезон (квітень-жовтень) і короткий м'який (листопад-березень). Упродовж першого сезону домінують високі температури, хоча і середньорічна температура загалом висока – +30 °С. Дуже високі температури на поверхні та висока солоність роблять узбережні води островів одними з найтепліших і найсолоніших водойм у світі (Sofianos et al. 2002). Окрім того, сезонність проявляється у трансформації переважаючих пасатів у регіоні Червоного моря у північно-східний і південно-західний мусони. Середня відносна вологість взимку коливається від 70% до 80%, а влітку від 65% до 78%. Найбільше опадів випадає в квітні, а опади зазвичай непередбачувані в південній частині Червоного моря. Опадів над островами надзвичайно мало, в середньому 60 мм на рік. Дощі переважно короткочасні, часто з грозами, місцями з пиловими бурями. Дефіцит опадів і відсутність основного джерела прісної води в Червоному морі призводять до надмірного випаровування (до 2050 мм за рік) і високої солоності з мінімальними сезонними коливаннями.

Органічний світ

Низка островів у регіоні оточена мангровими заростями, а інші – соляним червономорським чагарником, який є унікальним. Зокрема, на островах Фарасан зустрічаються дві важливі популяції мангрових дерев: авіценія морська *(Avicennia marina)* (рис. 95a) та ризофора загострена *(Rhizophora mucronata)* (рис. 95b). Ці види – екологічно важливі та високопродуктивні узбережні біотопи. Діють як резервуар і притулок для багатьох дрібних тварин, птахів і риб.

Флора налічує близько 200 видів квіткових рослин 49 родин. Нетривалі дощі, роса та підземні води є основними джерелами для росту однорічної рослинності на цих островах. Найбільша концентрація рослинності спостерігається в захищених ваді з дрібною мулистою глиною. Серед вищих рослин значну кі-

лькість займають галофіти[226] або напівгалофіти, на ріст яких впливає засолення ґрунту і близькість до моря. З-поміж рослин уздовж берегової лінії островів Фарасан, особливо вздовж бухт і заток, домінує авіценія морська.



a **b**

Рис. 95. Типові представники рослинного покриву островів Дахлак, Фарасан і Ханіш – авіценія морська *(Avicennia marina)* (a) та ризофора загострена *(Rhizophora mucronata)* (b)

Коралові рифи та мілини, що оточують острови, багаті морським життям. Чимало морських птахів відвідують цей район. Острови відіграють важливу роль для перелітних птахів як місце гніздування та є сприятливим середовищем для численних ендемічних видів змій.

З-поміж морських представників тут спостерігаються дельфіни, дюгоні, акули і черепахи; велика різноманітність безхребетних. Острови Дахлак входять до Природного національного парку Дахлак, в якому оберігають близько 325 видів риб. У

[226] **Галофіти** – солестійкі рослини, що належать до різних екоморф за галофільністю.

морському заповіднику островів Фарасан водиться аравійська газель. У прибережних водах поширені манти, китові акули і кілька видів морських черепах, включаючи зникаючих і тих, що перебувають на межі зникнення – зелених і яструбиних черепах.



СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. **Арский, Ф.Н.** (1974). *Стратон.* Москва : Мысль.
2. **Гилчер, А.** (1969). Коралловые рифы и лагуны островов Майотта. Коморский архипелаг в Индийском океане и Новая Каледония в Тихом океане. *Геология и геофизика морского дна,* 32-58.
3. **Дриди, Э.** (2008). *Карфаген и Пунический мир.* Москва : Вече.
4. **Литвин, В.М., Лымарев, В.И.** (2003). *Острова.* Москва : Мысль.
5. **Плутарх.** *Катон Младший,* 56
6. **Подосинов, А.В.** (2002). *Восточная Европа в римской картографической традиции. Тексты, перевод, комментарий.* Москва : Индрик.
7. **Херрманн Й., Цюрхер Э**., (Ред.). (2003). *История человечества. VII век до н.э. – VII век н.э.* Москва : Юнеско.
8. **Холявчук, Д.І.** (2019). *Регіональна кліматологія.* Чернівці : Чернівецький національний університет.
9. **Abadi, A.M., van Wees, J.-D., van Dijk, P.M., Cloetingh, S.A.P.L.** (2008). Tectonics and subsidence evolution of the Sirt Basin, Libya. *AAPG Bulletin,* 92(8), 993–1027.
10. *Acts of the Apostles*.
11. *Africa Groundwater Atlas* (2019). Africa Groundwater Atlas Country Hydrogeology maps, British Geological Survey, Version 1.1, Groundwater Programme.
12. **Aldrich, R.** (2018). The French and the queen of Madagascar: Ranavalona III, 1897. In *Banished potentates* (pp. 215-254). Manchester University Press.
13. **Allam, Z., Jones, D.** (2019). Historic Urban Landscapes in the Indian Ocean waters: Challenges of urban heritage custodianship for the Comoros, Maldives, Mauritius, Mayotte, Réunion, and Seychelles. *The Routledge Handbook on Historic Urban Landscapes in the Asia-Pacific*, 613-630.
14. **Allen, P.** (2003). Madagascar: Impeachment as Parliamentary Coup d'Etat. Checking Executive Power: *Presidential Impeachment in Comparative Perspective,* 81-94.
15. **Almalki, K.A., Bantan, R.A.** (2015). Lithologic units and stratigraphy of the Farasan Islands, Southern Red Sea. Carbonates and Evaporites, 31(2), 115–128.
16. **Alpers, E.A.** (2014). *The Indian Ocean in World History.* OUP USA.
17. **Alraddadi, T.M.** (2013). Temporal changes in the Red Sea circulation and associated water masses. Doctoral dissertation : University of Southampton.

18. **Amami-Hamdi, A., Ismail-Lattrache, K.B., Dhahri, F., Saïd-Benzarti, R.** (2014). Middle to Upper Eocene ostracofauna of central Tunisia and Pelagian Shelf: examples of Jebel Bargou and the Gabes Gulf. *Arabian Journal of Geosciences,* 7(4), 1587-1603.
19. **Anderson, L.** (2014). *The state and social transformation in Tunisia and Libya, 1830-1980.* Princeton University Press.
20. **Anketell, J.M.** (1996). Structure of the Sirt Basin and its relationships to the Sabrata and Cyrenaican Platform, Northern Libya. In *M.J. Salem, M.T. Busrewil, A.A. & Misallati, M.S. (Eds.), The Geology of the Sirt Basin,* III, Amsterdam : Elsevier, 57–88.
21. **Ayodele1, I.J., Orimolade, A., Adetola, S., Penfield, G., Falaye, B.** (2017). High Impact Exploration Inventory in an Emerging Hydrocarbon Province, Morandava Basin, Offshore Madagascar. *AAPG Annual Convention and Exhibition, Houston, Texas, April 2-5,* #10957.
22. **Bailey, G.N., Flemming, N.C., King, G.C., Lambeck, K., Momber, G., Moran, L.J., ... & Vita-Finzi, C.** (2007). Coastlines, submerged landscapes, and human evolution: the Red Sea Basin and the Farasan Islands. *The Journal of Island and Coastal Archaeology,* 2(2), 127-160.
23. **Bakoariniaina, L.N., Kusky, T., Raharimahefa, T.** (2006). Disappearing Lake Alaotra: Monitoring catastrophic erosion, waterway silting, and land degradation hazards in Madagascar using Landsat imagery. *Journal of African Earth Sciences,* 44(2), 241-252.
24. **Barker, A.K., Hansteen, T.H., Nilsson, D.** (2019). Unravelling the crustal architecture of Cape Verde from the seamount xenolith record. *Minerals,* 9(2), 90.
25. **Barker, A.K., Rydeblad, E.M., Silva, S.M.** (2021). Magma Storage at Ocean Islands: Insights From Cape Verde. *Crustal Magmatic System Evolution: Anatomy, Architecture, and Physico-Chemical Processes,* 45-78.
26. **Beck, H.E., Zimmermann, N.E., McVicar, T.R., Vergopolan, N., Berg, A., Wood, E.F.** (2018). Present and future Köppen-Geiger climate classification maps at 1-km resolution. *Scientific data,* 5(1), 1-12.
27. **Belkin, I.M., Cornillon, P.C., Sherman, K.** (2009). Fronts in large marine ecosystems. *Progress in Oceanography,* 81(1–4), 223–236.
28. **Bell, K., Tilton, G.R.** (2002). Probing The Mantle: The Story From Carbonatites. *EOS,* 83(25), 273-280.
29. **Berg, G.M.** (1988). Sacred acquisition: Andrianampoinimerina at Ambohimanga, 1777–1790. *The Journal of African History,* 29(2), 191-211.
30. **Besteman, C.** (1993). Public history and private knowledge : On disputed history in Southern Somalia. *Ethnohistory,* 563–586.

31. **Bishop, W.F.** (1975). Geology of Tunisia and adjacent parts of Algeria and Libya. *AAPG bulletin,* 59(3), 413–450.
32. **Blackey, R.** (1974). Fanon and Cabral : A Contrast in Theories of Revolution for Africa. *The Journal of Modern African Studies,* 12(2), 191-209.
33. **Borokini, T.I.** (2014). A systematic compilation of endemic flora in Nigeria for conservation management. *Journal of Threatened Taxa,* 6(11), 6406–6426.
34. **Breunig, P.** (Ed.). (2014). *Nok : African sculpture in archaeological context*. Africa Magna Verlag.
35. **Bunbury, E.H.** (2018). *A History of Ancient Geography Among the Greeks and Romans: From the Earliest Ages Till the Fall of the Roman Empire.* Creative Media Partners : LLC.
36. **Burgess, G.T., Issa, A.S., Hamad, S.S.** (2009). *Race, revolution, and the struggle for human rights in Zanzibar: The memoirs of Ali Sultan Issa and Seif Sharif Hamad* (No. 119). Ohio University Press.
37. **Burgess, N., Hales, J.A., Underwood, E., Dinerstein, E., Olson, D., Itoua, I., Schipper, J., Ricketts, T., Newman, K.** (2004). *Terrestrial ecoregions of Africa and Madagascar: a conservation assessment.* Island Press.
38. **Bussotti, L.** (2020). Antonio da Noli and the Discovery of Cape Verde: A Legacy in Dispute: Italy, Portugal and Cape Verde. *Advances in Historical Studies,* 9(04), 153.
39. **Campbell, G.** (2020). The Madagascar Mission. In *The Travels of Robert Lyall, 1789–1831* (pp. 89-142). Palgrave Macmillan, Cham.
40. **Carmignani, L., Conti, P., Fantozzi, P.L.** (2002). Geology of the Mesozoic-Tertiary sedimentary basins in southwestern Somalia. *Journal of African Earth Sciences,* 34(1-2), 3-20.
41. **Carracedo, J.C., Troll, V.R.** (2021). North-East Atlantic Islands: The Macaronesian Archipelagos. *In Encyclopedia of Geology (Second Edition),* 674-699
42. **Carracedo, J.C., Troll, V.R.** (Eds.), (2013). *Teide Volcano:Geology and Eruptions of a Highly Differentiated Oceanic Stratovolcano.* Berlin : Springer-Verlag.
43. **Carracedo, J.C., Troll, V.R., Zaczek, K., Rodríguez-González, A., Soler, V., Deegan, F.M.** (2015). The 2011–2012 submarine eruption off El Hierro, Canary Islands: New lessons in oceanic island growth and volcanic crisis management. *Earth-Science Reviews,* 150, 168-200.
44. **Casson, M., Bulot, L.G., Jeremiah, J., Redfern, J.** (2020). Deep sea rock record exhumed on oceanic volcanic islands: the Cretaceous sediments of Maio, Cape Verde. *Gondwana Research,* 81, 252-264.

45. **Chatelier, J.Y., Slevin, A.** (1988). Review of African petroleum and gas deposits. *Journal of African Earth Sciences,* 7(3), 561–578.
46. **Chorowicz, J.** (2005). The east African rift system. Journal of African Earth *Sciences,* 43(1-3), 379-410.
47. **Chu, D., Gordon, R.G.** (1999). Evidence for motion between Nubia and Somalia along the Southwest Indian Ridge. *Nature,* 398(6722), 64.
48. **Claudino-Sales, V**. (2019). *Laurisilva of Madeira, Portugal.* In Coastal world heritage sites (pp. 243-249). Springer, Dordrecht.
49. **Coakley, G.J.** (1997). *The mineral industry of islands of Comoros, Mauritius, Reunion and Seychelles. Technical report. USGS.* Reston : Virginia.
50. **Collier, J.S., Sansom, V., Ishizuk, O., Taylor, R., Minshull, T.A., Whitmarsh, R.B.** (2008). Age of Seychelles–India break-up. *Earth and Planetary Science Letters,* 272, 264–277.
51. **Collins, A.S., Windley, B.F.** (2002). The tectonic evolution of central and northern Madagascar and its place in the final assembly of Gondwana. *The Journal of geology,* 110(3), 325-339.
52. **Cooper, J., Zazzaro, C.** (2014). The Farasan Islands, Saudi Arabia: Towards a chronology of settlement. *Arabian Archaeology and Epigraphy,* 25(2), 147–174.
53. **Costa, C.G.F.** (2020). Disaster risk management as a process to forge climate-resilient pathways: lessons learned from Cabo Verde. *Desenvolvimento e Meio Ambiente,* 53.
54. **Daniel, B.M., Green, K.E., Doulton, H., Salim, D.M., Said, I., Hudson, M., Dawson, J.S., Young, R.P. and Houmadi, A.** (2017). A bat on the brink? A range-wide survey of the Critically Endangered Livingstone's fruit bat Pteropus livingstonii. *Oryx.* 51(4), 742-751.
55. **Daoud, M.** (2001). The language situation in Tunisia. *Current Issues in Language Planning,* 2(1), 1–52.
56. **de Cambraia Martins, D.** (2021). Uma história de amor e ódio: a administração régia em Cabo Verde e a Companhia Geral do Grão-Pará e Maranhão (1757-1777). *Revista Ágora,* 32(3), e-2021320307.
57. **Deschamps, A.** (2005). *Les Comores d'Ahmed Abdallah: mercenaires, révolutionnaires et coelacanthe.* KARTHALA Editions.
58. **de Wit, M.J.** (2003). Madagascar: heads it's a continent, tails it's an island. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 31, 213.
59. **Dickin, A.P., Fallick, A.E., Halliday, A.N., MacIntyre, R.M., Stephens, W.E.** (1986). An isotopic and geochronological investigation of the younger igneous rocks of the Seychelles microcontinent. *Earth and Planetary Science Letters,* 81, 46–56.

60. **Dieng, A.L., Ndoye, S., Jenkins, G.S., Sall, S.M., Gaye, A.T.** (2021). Estimating zonal Ekman transport along coastal Senegal during passage of Hurricane Fred, 30–31 August 2015. *SN Applied Sciences,* 3(5), 1-13.
61. **Djohar, S.M.** (2013). *Mémoires du président des Comores.* l'Harmattan.
62. **Dofal, A., Fontaine, F.R., Michon, L., Barruol, G., Tkalčić, H.** (2021). Nature of the crust beneath the islands of the Mozambique Channel: Constraints from receiver functions. *Journal of African Earth Sciences,* 184, 104379.
63. **Doulton, H., Mohamed, M., Shepherd, G., Mohamed, S., Ali, B., Maddison, N.** (2016). Addressing forest degradation in a Small Island Developing State: a landscape approach in Comoros. *Unasylva,* 67(247/248), 30.
64. **Downer, C.** (2000). King Radama II of Madagascar. *History of Photography,* 24(2), 185-185.
65. **Duarte, R.T.** (2012). Maritime history in Mozambique and East Africa: the urgent need for the proper study and preservation of endangered underwater cultural heritage. *Journal of Maritime Archaeology*, 7(1), 63-86.
66. **Edwards, A.J.** (2013). *Red Sea.* Elsevier.
67. **Ekine, A.S., Onuoha, K.M.** (2010). Seismic geohistory and differential interformational velocity analysis in the Anambra Basin, Nigeria. *Earth sciences research journal,* 14(1), 88–99.
68. **El-Tantawi, A.M.** (2005). Climate change in Libya and desertification of Jifara Plain, PhD Diss : University of Johannes Gutenberg, Mainz : Germany.
69. **Elias, S., Alderton, D.** (2020). *Encyclopedia of Geology.* Academic Press.
70. **Esson, J., Flower, M.F.J., Strong, D.F., Upton, B.G.J., Wadsworth, W.J.** (1970). Geology of the Comores archipelago, western Indian Ocean. *Geological Magazine,* 107(6), 549-557.
71. **Fairbridge, R.** (Ed.), (1997) *Encyclopedia of European and Asian Regional Geology.* London : Chapman and Hall.
72. **Fairhead, J.D., Green, C.M.** (1989). Controls on rifting in Africa and the regional tectonic model for the Nigeria and East Niger rift basins. *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East),* 8(2–4), 231–249.
73. **Feng, Y., Lei, J.Q., Xu, X.W., Pan, B.R.** (2013). Composition and characteristics of Libyan flora. *Biol. Sci. Belgrade,* 65(2), 651–657.
74. **Floret, C.** (1981). The effects of protection on steppic vegetation in the Mediterranean arid zone of southern Tunisia. *Vegetatio,* 46(1), 117–129.
75. **Gabtni, H., Jallouli, C., Mickus, K., Zouari, H., Turki, M.M.** (2005). Geo-physical constraints on the location and nature of the north Saharan

flexure in southern Tunisia. *Pure and applied geophysics,* 162(11), 2051–2069.

76. **Goudarzi, G.H.** (1980). Structure – Libya. In *M.J. Salem & M.T. Busrewil (Eds.), The Geology of Libya,* III, London : Academic Press, 879–892.
77. **Hair, P.E.** (1997). «Elephants for Want of Towns:» The Interethnic and International History of Bulama Island, 1456–1870. *History in Africa,* 24, 177-193.
78. **Hallett, D., El Ghoul, A.** (1996). Oil and Gas potential of the deep trough areas in the Sirt Basin, Libya. In *The Geology of the Sirt Basin,* II, 455–484.
79. **Hamdi, N., Charfi, F., Moali, A.** (2008). Variation of the waterbird community relying to the Ichkeul National Park, Tunisia. *European Journal of Wildlife Research,* 54(3), 417–424.
80. **Hammond, J.O.S., Kendall, J., Collier, J.S., Rümpker, G.** (2013). The extent of continental crust beneath the Seychelles. *Earth and Planetary Science Letters,* 381, 166-176.
81. **Harvati, K., Stringer, C., Grün, R., Aubert, M., Allsworth-Jones, P., Folorunso, C.A.** (2011). The later Stone Age calvaria from Iwo Eleru, Nigeria: morphology and chronology. *PLoS One,* 6(9), e24024.
82. **Haykal, M.H.** (1976). *The life of Muhammad.* American Trust Publications.
83. **Harik, I.** (1985). The origins of the Arab state system. *The International Spectator,* 20(2), 20–32.
84. **Henriques, M.H., Neto, K.** (2015). Geoheritage at the Equator: Selected Geosites of São Tomé Island (Cameron Line, Central Africa). *Sustainability,* 7(1), 648-667.
85. **Hillgarth, J.N.** (1985). Spanish historiography and Iberian reality. *History and Theory,* 24(1), 23–43.
86. **Holod, R., Kahlaoui, T.** (2018). Jerba of the Ninth Century: Under Aghlabid Control? In *The Aghlabids and their Neighbors,* BRILL, 449–469.
87. **Hopwood, D., Terry, S.M.** (2016). *Habib Bourguiba of Tunisia : the tragedy of longevity.* Springer.
88. **Imber, C**. (2003). *The Ottoman Empire, 1300–1650 : the structure of power.* Macmillan International Higher Education.
89. **Ingrams, W.H.** (2012). *Zanzibar: its history and its people.* Routledge.
90. **Ingrams, W.H.** (2020). *Zanzibar: the island metropolis of eastern Africa.* Routledge.
91. **Jish Prakash, P., Stenchikov, G., Tao, W., Yapici, T., Warsama, B., Engelbrecht, J.P.** (2016). Arabian Red Sea coastal soils as potential mineral dust sources. *Atmospheric Chemistry and Physics,* 16(18), 11991–12004.

92. **Jung, W.Y., Rabinowitz, P.D.** (2019). Regional Gravity Anomalies and Geoid Undulations in the North Atlantic Ocean. In *CRC Handbook of Geophysical Exploration at Sea* (pp. 81-104). CRC Press.
93. **Kadri, A., Essid, E. M., Merzeraud, G.** (2015). «Kasserine Island» boundaries variations during the Upper Cretaceous-Eocene (central Tunisia). *Journal of African Earth Sciences,* 111, 244–257.
94. **Killion, T.** (1998). *Historical Dictionary of Eritrea.* The Scarecrow Press.
95. **Kouroutzoglou, X, Flocas, H.A., Simmonds, I., Keay, K., Hatzaki, M.** (2011). Assessing Characteristics of Mediterranean Explosive Cyclones for Different Data Resolution. *Theoretical and Applied Climatology,* 105, 263–275.
96. **Kroupa, S.** (2019). Humanists and Travellers, Gorgons and Gorillas: Hanno the Navigator's Periplus and Early Modern Geography (1530–1630). *The International History Review,* 41(4), 793-820.
97. **Kusky, T.M., Toraman, E., Raharimahefa, T., Rasoazanamparany, C.** (2010). Active tectonics of the Alaotra–Ankay Graben System, Madagascar: Possible extension of Somalian–African diffusive plate boundary? *Gondwana Research,* 18, 274-294.
98. **Kusky, T.M., Toraman, E., Raharimahefa, T.** (2007). The Great Rift Valley of Madagascar: an extension of the Africa-Somali diffusive plate boundary?. *Gondwana Research,* 11(4), 577-579.
99. **Lapidoth, R.** (1982). *The Read Sea and the Gulf of Aden.* Martinus Nijhoff Publishers.
100. **Laremont, R.R.** (2017). Berber Government: The Kabyle Polity in Pre-Colonial Algeria by Hugh Roberts. *The Middle East Journal,* 71(4), 695–697.
101. **Largueche, D., Clancy-Smith, J., Audet, C.** (2001). The mahalla: the origins of Beylical sovereignty in Ottoman Tunisia during the early modern period. *The journal of North African studies,* 6(1), 105–116.
102. **Lauw, A., Jansma, E., Pereira, H.** (2022). The art trade between Flanders and Madeira Island in the 15th and 16th centuries–The contribution of dendrochronology to the history of Portuguese heritage. *Journal of Archaeological Science: Reports,* 42, 103379.
103. **Law, R.** (1991). *The Slave Coast of West Africa 1550–1750 : The Impact of the Atlantic Slave Trade on an African Society.* Clarendon Press : Oxford.
104. **Le Houérou, H.N.** (2001). Biogeography of the arid steppeland north of the Sahara. *Journal of Arid Environments,* 48(2), 103–128.
105. **Lloyd, A.B.** (1977). Necho and the Red Sea: some considerations. *The Journal of Egyptian Archaeology,* 63(1), 142–155.

106. **Lorcin, P.M.** (1999). Imperialism, colonial identity, and race in Algeria, 1830–1870 : The role of the French medical corps. *Isis,* 90(4), 653–679.
107. **Loureiro, R.M.** (2013). Echoes of Portuguese Navigation in the Kitab-i Bahriye by Piri Reis. *Abriu: estudos de textualidade do Brasil, Galicia e Portugal,* (2), 11-37.
108. **Maillard, C., Soliman, G.** (1986). Hydrography of the Red Sea and exchanges with the Indian Ocean in summer. *Oceanol Acta,* 9, 249-269
109. **Macgregor, D.J., Moody, R.T.J.** (1998). Mesozoic and Cenozoic petroleum systems of North Africa. In *D.J. Macgregor. R.T.J. Moody & D.D. Clark-Lowes (Eds.), Petroleum Geology of North Africa.* London : Geological Society Spec. Pub., 132, 201–216.
110. **McMaster, R.L., Milliman, J.D., Ashraf, A.** (1971). Continental shelf and upper slope sediments off Portuguese Guinea, Guinea, and Sierra Leone, west Africa. *Journal of Sedimentary Research,* 41(1), 150-158.
111. **Mawren, D., Blamey, R., Hermes, J., Reason, C.J.C.** (2022). On the importance of the Mozambique Channel for the climate of southeastern Africa. *Climate Dynamics,* 1-21.
112. **Melian, G.V., Hernandez, P.A., Perez, N.M., Asensio-Ramos, M., Padron, E., Alonso, M., ... & Pereira, J.M.** (2021). Insights from fumarole gas geochemistry on the recent volcanic unrest of Pico do Fogo, Cape Verde. *Frontiers in Earth Science,* 9, 631190.
113. **Melluso, L., Morra, V.** (2000). Petrogenesis of Late Cenozoic mafic alkaline rocks of the Nosy Be archipelago (northern Madagascar): relationships with the Comorean magmatism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research,* 96(1-2), 129-142.
114. **Mezger, E.M., De Nooijer, L.J., Boer, W., Brummer, G.J.A., Reichart, G.J.** (2016). Salinity controls on Na incorporation in Red Sea planktonic foraminifera. *Paleoceanography,* 31(12), 1562–1582.
115. **Mickleburgh, S., Waylen, K., Racey, P.** (2009). Bats as bushmeat: a global review. *Oryx,* 43(2), 217-234.
116. **Morcos, S.A., Abdallah, A.M.** (2012). Oceanography of the Gulf of Aden: John Murray–Mabahiss Expedition 1933–1934 Revisited. *The Egyptian Journal of Aquatic Research,* 38(2), 77–91.
117. **Merrills, A., Miles, R.** (2009). *The Vandals.* John Wiley & Sons.
118. **Monroe, J.C.** (2007). Continuity, revolution or evolution on the slave coast of West Africa? Royal architecture and political order in precolonial Dahomey. *The Journal of African History,* 48(3), 349–373.
119. **Moreau, C., Regnoult, J.M., Déruelle, B., Robineau, B.** (1987). A new tectonic model for the Cameroon Line, Central Africa. *Tectonophysics,* 141(4), 317–334.

120. **Mtimet, A.** (2001). Soils of Tunisia. *Options de Mèditerranéennes, Séries B.* 34, 243–268.
121. **New, M., Hulme, M., Jones, P.** (1999). Representing twentieth-century space–time climate variability, Part I: Development of a 1961–90 mean monthly terrestrial climatology. *Journal of climate,* 12(3), 829–856.
122. **Neto, C., Costa, J.C., Figueiredo, A., Capelo, J., Gomes, I., Vitória, S., Romeiras, M.M.** (2020). The role of climate and topography in shaping the diversity of plant communities in Cabo Verde Islands. *Diversity,* 12(2), 80.
123. **Njeuma, M.Z.** (1989). *Introduction to the History of Cameroon : Nineteenth and Twentieth centuries.* St. Martin's Press.
124. **Notter, J.C.** (2018). Langues des toponymes des archipels créoles de l'océan Indien (les Mascareignes, les Seychelles et les Chagos). *Onomastica Canadiana,* 97(1–2), 141-163.
125. **O'Gorman, E.** (2004). Cato the Elder and the Destruction of Carthage. *Helios,* 31, 99.
126. **Ofoegbu, C.O.** (1984). A model for the tectonic evolution of the Benue Trough of Nigeria. *Geologische Rundschau,* 73(3), 1007–1018.
127. **Okoloye, C.U., Aisiokuebo, N.I., Ukeje, J.E., Anuforom, A.C., Nnodu, I.D.** (2013). Rainfall variability and the recent climate extremes in Nigeria. *Journal of meteorology and climate science,* 11(1), 49–57.
128. **Olasupo, A.A.** (2015). *Yorùbá Traditional Religious Wood-Carvings in Oyo, Sabe and Ife.* Doctoral dissertation.
129. **Olcina, A.G.** (2019). Canarias en la carrera de indias: Los vientos de la travesía. *Anuario de Estudios Atlánticos,* (65), 1-8.
130. **Omonijo, A.G., Matzarakis, A.** (2011). Climate and bioclimate analysis of Ondo State, Nigeria. *Meteorologische Zeitschrift,* 20(5), 531–539.
131. **Oyedele, K.F., Adeyemi, A.S.** (2009). Assessment of fault-zone materials and their impact on hydrocarbon accumulation using integrated Exploration techniques. *Journal of American Science,* 5(4), 113–122.
132. **Plummer, P.S.** (1995). Ages and geological significance of the igneous rocks from Seychelles. *Journal of African Earth Sciences,* 20(2), 91-101.
133. **Plummer, P.S., Belle, E.R.** (1995). Mesozoic tectono-stratigraphic evolution of the Seychelles microcontinent. *Sedimentary Geology,* 96(1-2), 73-91.
134. **Peek, P.S.** (2018). *Herodotus, Histories, Book V: Text, Commentary, and Vocabulary.* University of Oklahoma Press.
135. **Perkins, K.** (2014). *A history of modern Tunisia.* Cambridge University Press.
136. **Perkins, K.J.** (2016). *Historical dictionary of Tunisia.* Rowman & Littlefield.
137. **Perthuisot, V.** (1981). Diapirism in northern Tunisia. *Journal of Structural Geology,* 3(3), 231–235.

138. **Phethean, J.J., Kalnins, L.M., van Hunen, J., Biffi, P.G., Davies, R.J., McCaffrey, K.J.** (2016). Madagascar's escape from A frica: A high-resolution plate reconstruction for the W estern S omali B asin and implications for supercontinent dispersal. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems,* 17(12), 5036-5055.
139. **Phillips, D.A., Gritzner, C.F.** (2009). *Nigeria.* Infobase Publishing.
140. **Phillips, J.** (1997). Punt and Aksum: Egypt and the horn of Africa. *The Journal of African History, 38(3),* 423–457.
141. **Plinius Secundus, G.** (2006). *Natural history.* Harvard University Press.
142. **Purser, B.H., Bosence, D.W.** (Eds.). (2012). *Sedimentation and tectonics in rift basins Red Sea – Gulf of Aden.* Springer Science & Business Media.
143. **Rabenoro, C.** (1997). Quelques aspects inédits de la diplomatie malgache sous Philibert Tsiranana. *Annuaire des pays de l'Océan Indien,* 15, 35-40.
144. **Rasul, N.M.A., Stewart, I.C.F.** (2015). *The Red Sea : The Formation, Morphology, Oceanography and Environment of a Young Ocean Basin.* Springer.
145. **Roberts, G.F., Christoffersen, T. Weining, H.** (2013). Morondava Basin, Offshore Madagascar – New Long Offset Seismic Data Highlights the Petroleum Prospectivity of this Emerging Frontier Basin. *AAPG Annual Convention and Exhibition, Pittsburgh, Pennsylvania, May 19-22*, #10493
146. **Roe, J.** (2020). The identification and ennoblement of 'hybridity'during the Iberian Union 1580–1640. *Renaissance Studies,* 34(4), 650-668.
147. **Royer, J.Y., Chaubey, A.K., Dyment, J., Bhattacharya, G., Srinivas, K., Yatheesh, V., Ramprasad, T.** (2002). Paleogene plate tectonic evolution of the Arabian and Eastern Somali basins. *Geological Society, London, Special Publications,* 195(1), 7–23.
148. **Schlüter, T.** (2008). *Geological Atlas of Africa.* Nairobi : Springer.
149. **Sheppard, C., Price A, Roberts, C.** (1992). *Marine ecology of the Arabian region: patterns and processes in the extreme tropical environments.* Academic Press : The Netherlands.
150. **Simeone, J.J.** (2006). The Trial of the Pirate-Captain William Kidd: The Wizard of the Seas. *Whittier L. Rev.,* 28, 1167.
151. **Slimani, M., Cudennec, C., Feki, H.** (2007). Structure du gradient pluviométrique de la transition Méditerranée–Sahara en Tunisie: déterminants géographiques et saisonnalité. *Journal des Sciences Hydrologiques,* 52(6), 1088–1102.
152. **Sofianos, S.S., Johns, W.E.** (2002). An Oceanic General Circulation Model (OGCM) investigation of the Red Sea circulation, 1. Exchange between the Red Sea and the Indian Ocean. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 107(C11), 3196.

153. **Stewart, G.G**. (2022). A short history of rum. In *Whisky and Other Spirits* (pp. 457-462). Academic Press.
154. Suwa, K., Yanagi, T., Tokieda, K., Umemura, H., Asami, M., & Hoshino, M. (1983). Geology and petrology of the Seychelles islands. In *Eighth preliminary report of african studies Nagoya University* (pp. 3-21).
155. **Tanguy, J.C., Scarth, A.** (2001) *Volcanoes of Europe.* Harpenden : Terra Publishing.
156. **Tawadros, E.** (2011). *Geology of North Africa.* CRC Press.
157. **Thiéblemont, A., Hernández-Molina, F. J., Ponte, J. P., Robin, C., Guillocheau, F., Cazzola, C., Raisson, F.** (2020). Seismic stratigraphic framework and depositional history for Cretaceous and Cenozoic contourite depositional systems of the Mozambique Channel, SW Indian Ocean. *Marine Geology,* 425, 106192.
158. **Thomas, J., Alfarhan, A.H., Ali, A., Miller, A. G., Othman, L.** (2008). An account on the eastern limits of Afro-Arabian plants in South Asia. *Bas App Dryd Res,* 2, 12–22.
159. **Troll, V., Carracedo, J.C.** (2016). *The Geology of the Canary Islands.* Elsevier.
160. **Tucker, R.D., Ashwal, L.D. Torsvik, T.H.** (2001). U–Pb geochronology of Seychelles granitoids: a Neoproterozoic continental arc fragment. *Earth and Planetary Science Letters,* 187, 27-38.
161. **Tzevahirtzian, A., Zaragosi, S., Bachèlery, P., Biscara, L., Marchès, E.** (2021). Submarine morphology of the Comoros volcanic archipelago. *Marine Geology,* 432, 106383.
162. **Vansina, J.** (1962). Long-distance trade-routes in Central Africa. *The Journal of African History,* 3(3), 375-390.
163. **Varela, D., Romeiras, M.M., Silva, L.** (2022). Implications of climate change on the distribution and conservation of Cabo Verde endemic trees. *Global Ecology and Conservation,* 34, e02025.
164. **Verner, D.** (2013). *Tunisia in a Changing Climate : Assessment and Actions for Increased Resilience and Development.* The World Bank.
165. **Vonlanthen, P., Kunze, K., Burlini, L., Grobety, B.** (2006). Seismic properties of the upper mantle beneath Lanzarote (Canary Islands) : Model predictions based on texture measurements by EBSD. *Tectonophysics,* 428, 65-85.
166. **Walker, I.** (2019). *Islands in a Cosmopolitan Sea: a history of the Comoros.* Oxford University Press.
167. **West, B.** (2011). *Cameroon.* Bradt Travel Guides.
168. **Wright, H.T.** (2017). The Comoros and their early history. In *The Swahili World* (pp. 266-276). Routledge.

169. **Wright, E.P., Benfield, A.C., Edmunds, W.M., Kitching, R.** (1982). Hydrogeology of the Kufra and Sirte basins, eastern Libya. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology,* 15(2), 83–103.

170. **Zouaghi, T., Bedir, M., Ayed-Khaled, A., Lazzez, M., Soua, M., Amri, A., Inoubli, M.H.** (2013). Autochthonous versus allochthonous Upper Triassic evaporites in the Sbiba graben, central Tunisia. *Journal of Structural Geology,* 52, 163–182.

Навчальне видання

Кирилюк Сергій Миколайович
Холявчук Дарія Іванівна

ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА НОМЕНКЛАТУРА АФРИКИ
(берегова лінія)

Навчальний посібник

Набір та комп'ютерна верстка *С.М. Кирилюк, Д.І. Холявчук*
Літературний редактор *О.В. Колодій*
Дизайн обкладинки *С.М. Кирилюк*


ЧНУ
РУТА