

УДК 550.551.5

Микола ГАЛАБУДА

**ЗЛЕДЕНІННЯ Й ОКЕАНІЧНІ ТЕЧІЇ –
СКЛАДОВІ ЕЛЕМЕНТИ ГЕОДИНАМІКИ**

Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України, Львів,
e-mail: igggk@mail.lviv.ua

Циклічність, як спосіб управління життям матеріальних об'єктів, визначає їхній стан упродовж геологічної історії і є обов'язковою для їхнього існування. Клімат – це одна з ланок геологічного розвитку Землі, що обумовлюється як астрономічними, так і внутрішньоземними процесами. Головним чинником, що регулює клімат Землі, є океани, де існують зони формування, шляхи постачання і території споживання теплової енергії. Шляхами постачання служать океанічні течії, які поділяються на глибинні та поверхневі. Основними причинами океанічних течій, крім загальнови-знаних сил (тертя, тяжіння, Коріоліса), вважаємо також геомагнетизм, який формує замкнуті електромагнітні кільця в електроліті і здійснює перенос речовини. Основною ланкою електрично-гідродинамічної системи Землі є Антарктична циркумполярна течія, яка забезпечує і регулює функціонування всіх інших течій. Її порушення зумовлює періодичні катастрофічні кліматичні зміни на берегах Тихого океану (пооява Ель-Ніньйо). Відсутність її впливу в Атлантичному океані забезпечується достатньою потужністю Гольфстриму.

Різкі зміни клімату на поверхні Землі можливі лише при зміні конфігурації континентів або місцеположення геомагнітних полюсів та їхньої полярності. Тільки ці причини можуть привести до зміни територій зледеніння внаслідок переваги випадання снігу над його втратою шляхом абляції. А зміна територій зледеніння спричиняє зміну напрямку океанічних течій і кліматичних умов на поверхні Землі. Сучасний кліматичний стан виник у післятріасовий час. У девон-тріасову епоху основні території зледеніння були пов'язані з Африканським континентом, а територія України і Скандинавія знаходилися в субтропічній зоні.

Ключові слова: Антарктична циркумполярна течія, циклічність, серединно-океанічні хребти, електрично-гідродинамічна система Землі.

У раніше опублікованій статті ми пов'язали астрономічні процеси (повертання довгої осі земної орбіти та зміни ексцентриситету) зі змінами полярності земного магнетизму та зледенінням приполярних територій (Галабуда, Тиркус, 2007). Проте механізм зміни клімату Землі залишився поза увагою авторів. У цій роботі ми хочемо доповнити і розвинути висловлені думки про те, що зміна клімату на поверхні Землі – це закономірні явища, підпорядковані низці астрономічних та внутрішньоземних причин, і хоча б

© **Микола Галабуда**, 2010

ISSN 0869-0774. Геологія і геохімія горючих копалин. 2010. № 1 (150)

частково схарактеризувати основні чинники, які обумовлюють сучасний клімат Землі, трансформувати їх у минуле, з'ясувати ті особливості в зміні клімату, які були викликані явищами глобального масштабу, і в міру можливості встановити ці причини.

У статті наведено низку тривіальних відомостей, більшість з яких містять важливі деталі, необхідні для кращого розуміння тексту непідготованим читачем.

Відомо, що погляди на еволюцію геологічних процесів базуються на уявленнях Чарльза Лайєля, сформульованих ще 1832 р., у яких він відстоює думку, що геологічні процеси минулого були аналогічними до сучасних і проявлялися з такою самою енергією, як і сьогодні. Практика людства минулого століття підтвердила тезу, що в природі все тече, усе змінюється. Отже, клімат – це одна з ланок цього процесу. Його вивчає вже не одне покоління людей, тому про нього є найбільше достовірних відомостей.

Сучасний клімат Землі. Клімат Землі залежить від багатьох чинників, вирішальним з яких є кількість енергії електромагнітного випромінювання, яку отримує Земля від Сонця. За оцінками А. С. Моніна (Монин, 1982), глобальна кількість сонячного випромінювання, що надходить на Землю, за середнього альбедо Землі $A = 0,5$ становить: $P_{\text{см}} = \pi R^2 F(1-A) \times 10^{-16}$ (Вт), де R – радіус Землі, F – сонячна стала (1373 ± 20 Вт/м²). При цьому передбачають, що сонячна стала незмінна в часі. Припускають, що її зміни на 0,1–0,3 % можуть викликати значні відхилення в атмосферній циркуляції (Монин, 1982).

Під терміном “клімат” розуміємо осереднений стан погоди упродовж часу, достатнього для визначення його характерних особливостей (середні показники, зміни, кореляція в просторі і часі, імовірність екстремальних подій тощо) як статистичної сукупності. Умовно клімат ділиться на короткі (добі, місяці, роки) та тривалі (сотні-тисячі років) періоди. Перші з них можна вивчати за безпосереднім спостереженням та історичними документами, а другі – лише за аналізом побічних (непрямих) даних, що свідчать про палеоклімат.

Найбільше інформації про палеоклімат Європи дають дані, отримані при вивченні плейстоценового зледеніння, у якому виділяють льодовикові і міжльодовикові епохи. Серед причин, що пояснюють зледеніння, найбільш популярною є гіпотеза М. Міланковича (1938 р.). Вона не ґрунтується на уявленні про зміни сонячної сталої, а передбачає тривалі відхилення в кількості сонячного випромінювання, що потрапляє на поверхню земної атмосфери у зв'язку зі змінами параметрів і нахилу земної орбіти. Ми цілком підтримуємо погляди М. Міланковича, доповнивши уявлення про причини зледеніння впливом зміни полярності земного магнетизму (Галабуда, Тиркус, 2007).

Перше висловлювання про зміни полярності земного магнетизму належить Бернару Брюнессу (1906 р.), який вивчав давні лавові потоки Франції і дійшов висновку, що орієнтування магнітного поля Землі упродовж геологічної історії змінювалося. Японський геофізик Мотанорі Матуюма (1924 р.) знайшов докази інверсії магнітного поля Землі в плейстоценових відкладах Японії і Кореї. Проте загальнопланетний (глобальний) характер гіпотез

Б. Брюнесса і М. Матуями був підтверджений лише 1963 р. Аланом Коксом і Річардом Доуелом (із геологічної служби США), які констатували синхронність геомагнітних інверсій по усій Землі і склали першу геомагнітну часову шкалу.

Кліматичні зони на поверхні Землі. За сучасними уявленнями, клімат на поверхні Землі обумовлюється як астрономічними, так і внутрішньоземними процесами. Перші визначають механізм сонячно-земних зв'язків і їхнє протікання упродовж геологічної історії, натомість другі – є результатом впливу позаземних чинників, які трансформуються у внутрішньоземні через надходження сонячної радіації, зміни параметрів земної орбіти, нахилу земної осі та інші механізми. Процеси трансформації є дуже повільними, і для того, щоб їх враховувати, необхідна величезна кількість фактів по сонячно-земних та міжпланетних зв'язках і результатах діяльності людини (таких як збільшення концентрації CO₂ в астеносфері та ін.).

Основним способом оцінки клімату Землі є виділення кліматичних зон. Головним чинником, що визначає клімат певної території, є її віддаленість від екватора. За цією ознакою виділяють приекваторіальну зону вологого і жаркого клімату, бореальні північну і південну зони помірного клімату та полярні зони холодного клімату, за ознаками дрібнішого рангу – такі кліматичні зони: полярні і приполярні, високогірні, континентальні, тропічні і субтропічні, степи, савани і пустелі. Для кожної з них характерний своєрідний температурний режим, кількість опадів, ступінь освітленості, розвиток флори і фауни (біномів) тощо.

“Погодний механізм” планети визначають кількістю сонячної енергії, що надходить і “поглинається” конкретними зонами Землі. Оскільки форма Землі кулеподібна, сонячні промені падають на окремі ділянки її поверхні під різними кутами, тому різні частини планети одержують неоднакову кількість сонячного тепла. Найбільша кількість теплових ресурсів припадає на приекваторіальну зону. Зазначимо, що поверхня Землі між 30° пн. ш. та 30° пд. ш. становить половину площі усєї планети, а надходження сюди сонячної радіації досягає понад 60 % її загального припливу на Землю. Звідси випливає, що “кухнею погоди” є не Арктика і не Антарктида, а маси теплового повітря з низьких широт, які надходять в середні й полярні широти і при зіткненні з холодним повітрям утворюють фронтальні зони з аномальними атмосферними явищами.

Нагадаємо, що сонячна радіація, яка є основним джерелом руху повітря, діє на атмосферні процеси в тропосфері через земну поверхню, а на вищі зони атмосфери (стратосферу, мезосферу і екзосферу) – безпосередньо. Та оскільки активність Сонця не є сталою величиною, то і вплив її на атмосферні процеси Землі змінюється, причому ці зміни не мають прямого зв'язку із сонячною активністю, а трансформуються через вплив різних невідомих факторів.

Найбільш вивченою в цьому аспекті є водна поверхня планети, з кожного квадратного метра якої щорічно випаровується в атмосферу в середньому 1,2 м водного стовпа (у різних районах планети ця величина змінюється від 0 до 18 м). Отже, головним чинником, що регулює клімат Землі, розподіляючи тепло по її поверхні, є океани, які займають понад 2/3 її поверхні. Вони фор-

мують глобальну систему вітрів, поглинають 35 % вуглекислого газу, що виділяється на земній поверхні при спалюванні викопного палива тощо.

Океани – це складні електромагнітні гідродинамічні системи, які вирівнюють температурний режим на поверхні Землі, очищають атмосферу від забруднень і є місцями захоронення та перероблення відходів органічного й мінерального світу. В океанах є зони формування, шляхи постачання і території споживання теплової енергії. Сукупність цих елементів утворює замкнуті гідродинамічні кільця з горизонтальними і вертикальними відгалуженнями, які функціонують упродовж певного геологічного часу, створюючи відповідні кліматичні умови для прилеглих континентальних територій.

Території формування теплової енергії зосереджені в приекваторіальній зоні, шляхи постачання – у бореальній, і споживання – у приполярних зонах.

Вільну поверхню океанів (без впливу припливів, хвилювання і течій) вважають поверхнею геоїда. Вона має досить складну морфологію у зв'язку з нерівномірним розподілом щільності порід у верхніх шарах земної кори та густиною океанічної води. Відхилення поверхні геоїда від еліпсоїда обертання сягають сотні метрів і залежать від багатьох чинників, зокрема пори року, положення на планеті, напрямку вітрів, течій, берегового стоку, випаровування з поверхні тощо.

Зміни рівня поверхні океану, зумовлені збільшенням або зменшенням у ньому об'єму води, називають евстатичними, або гідрократичними, коливаннями; зміни, викликані геодинамічними процесами (утворенням рифтів чи океанічних хребтів), – геократичними. Упродовж плейстоценового періоду четвертинної епохи внаслідок розвитку зледеніння рівень Світового океану був нижчим від сучасного на 100 м, у міжльодовикові періоди – на 20–30 м вищим. Ці коливання можуть змінити швидкість обертання Землі на кілька секунд, і відповідно, спричинити появу нових фізико-географічних явищ і процесів на Землі. В історичну епоху виявлено зв'язок коливання рівня Світового океану зі змінами клімату. Збільшення вологості суші вело до підвищення рівня замкнутих водойм, росту материкового зледеніння, заболочування територій (значна частина води залишалася на континентах). Зворотні процеси ведуть до підвищення рівня Світового океану, потепління клімату і збільшення тривалості доби сьогодення. Тривалість цих циклів, за А. В. Шнітніковим (Шнитников, 1951), становить приблизно 2000 років.

Водні маси в океанах. Вода, або гідрид кисню, – найбільш дивна речовина на Землі. Усі її властивості не просто аномальні, а унікальні. Її теплоємність та прихована теплота плавлення – найвищі серед усіх твердих і рідких речовин (за винятком аміаку та водню), прихована теплота випаровування – найвища з усіх речовин, поверхневий натяг і теплопровідність – найвищі з усіх рідин.

Світовий океан розглядається як єдине цілісне утворення (природне тіло). Морська вода, яка його утворює, складається з понад 50 різних компонентів, причому їхнє співвідношення відрізняється певною стабільністю (Леонтьев, 1982), хоча перебуває в постійному русі. За динамічними процесами океанічні води поділяють на водні маси: поверхневі, проміжні, глибинні і придонні.

Поверхневі водні маси формуються при взаємодії з атмосферою. Вони постійно переміщуються хвилюванням, змінами температури, солоності та інших властивостей. Для них характерні найвищі швидкості переносу по горизонталі (15–20 см/с) та вертикалі (0,001–0,002 см/с). Товщина їхнього шару становить 200–250 м і залежить від природних умов території. Відповідно до кліматичної зональності земної поверхні вони є екваторіальні, тропічні, субантарктичні і субарктичні, антарктичні і арктичні.

Проміжні водні маси виділяються в полярних областях за підвищеною температурою, а в помірних і тропічних – за пониженою або підвищеною солоністю, їхньою нижньою межею вважають відмітки 1000–2000 м. Вони формуються внаслідок занурення поверхневих вод у зонах субполярної конвергенції (сходження), а в окремих районах – шляхом великого випаровування або надходження розсолів із Середземного, Червоного морів чи Перської та Оманської заток. Їхній загальний перенос спрямований від приполярних територій до приекваторіальних.

Глибинні водні маси утворюються у високих широтах при перемішуванні поверхневих і проміжних вод. Вони формуються переважно на шельфах і, охолоджуючись, стікають материковими схилами в напрямку екватора. Їхня нижня межа оцінюється відміткою –4000 м; швидкість горизонтального переміщення сягає 0,2–0,6 см/с.

Придонні водні маси відрізняються найнижчими температурами і найбільшою густиною. Вони дуже повільно рухаються в меридіональному напрямку до екватора, а в місцях надходження глибинного тепла піднімаються догори. Формуються в арктичних й антарктичних районах унаслідок занурення верхніх водних мас при зниженні їхньої температури. Їхніми основними ознаками є низька температура і високий вміст кисню.

Загалом, товща морської води має шарувату будову, оскільки вертикальний перенос води дуже повільний. Шари з різною густиною мають і різну в'язкість, тому швидкості їхнього переміщення по горизонталі дещо відрізняються. Причини переміщення також, імовірно, не є тотожними. Серед основних причин, що викликають рух океанічних вод, найчастіше називають градієнти атмосферного тиску і відповідно вітрові потоки повітря, спричинені нерівномірним нагріванням сонячними променями води на різних широтах земної кулі. Деяке значення має вплив супутника нашої Землі – Місяця, а також обертання Землі навколо своєї осі. Проте жодна концепція океанічних течій не враховує впливу земного магнетизму.

Сили, що приводять в рух океани й атмосферу, ділять на поверхневі та об'ємні, або глибинні (Нешиба, 1991, с. 141). До поверхневих належать сили тертя, що виникають між різними середовищами (водою і повітрям) або між однаковими середовищами з різними фізичними властивостями (солоністю, температурою тощо). Поверхневі сили утворюють дотичні або зсувні напруги. Дотичні напруги породжують хвилювання морської поверхні і поверхневу циркуляцію, а зсувні – перемішування різнорідних мас води.

Серед об'ємних сил почесне місце займає сила тяжіння, яка діє на кожну частинку води, незалежно від того, де вона знаходиться. Серед інших – це сила тиску і сила Коріоліса. Сила тяжіння ґрунтується на законі Архімеда, тобто, частинки води з меншою густиною виштовхуються на поверхню, а з

більшою – занурюються. Розбалансування між силою тяжіння і силою плавучості має велике значення при вивченні взаємодії морської води з айсбергом.

Сила Коріоліса утворює відхиляючий ефект, зумовлений обертанням Землі. Ця сила створює відхилення чи завертання водних і повітряних мас вправо в північній півкулі Землі і вліво – у південній. Найбільше відхилення – на полюсах, і нульове – на екваторі. Цей ефект зростає зі збільшенням швидкості руху об'єкта, на який діє сила Коріоліса (швидкоплинні повітряні маси в північній півкулі відхиляються праворуч сильніше від водних). Завдяки цій силі зрозуміло, чому вітри, що дмуть над Землею, утворюють широтні пояси. Атмосфера, як газоподібна оболонка нашої планети, мусить відчувати вплив відхиляючого ефекту одночасно з внутрішнім тиском і силою тяжіння.

Про можливий вплив геомагнетизму на рух води в океанах інформації поки що немає. Але ми все-таки вважаємо геомагнетизм важливим фактором, який спричиняє рух морської води в меридіональних напрямках – у приекваторіальній і бореальних зонах, і в широтному напрямку – у приполярних. Причому, в останніх морські течії утворюють замкнуті електромагнітні кільця, що охоплюють усю товщу води, а на решті території кільця формуються не тільки глибинними, але й поверхневими течіями.

Морські течії. Під морськими течіями розуміють поступальний рух водних мас в океанах і морях під дією різноманітних сил (гравітації, тертя, припливів тощо).

Морські течії класифікують за різними ознаками. Найбільш загальною класифікацією є поділ за глибиною – на поверхневі та глибинні.

Глибинні течії, за сучасними уявленнями, виникають у полярних зонах унаслідок охолодження і осолонення морської води і її опускання до ложа океану. Під дією обертального руху Землі і впливом геомагнетизму океанічні води біля північного полюса рухаються проти годинникової стрілки, а біля південного – за годинниковою стрілкою.

Сучасні методи дослідження показали, що між океанами існують відмінності, які, зокрема, проявляються в густині води. Це фундаментальна фізична характеристика морської води, яка залежить від температури і солоності. Метод картування океанічних вод, розроблений на основі вивчення їхньої густини, називають методом *T,S*-діаграм. Кожному регіону океану властиві свої *T,S*-криві, (рис. 1), обумовлені як кліматичним положенням певного регіону, так і його геологічними особливостями. Характерно, що зі збільшенням глибини залягання вод усі криві її властивостей сходяться в одній області, яка відповідає єдиній специфічній водній масі. Це вода Антарктичної циркулярної течії (АТЦ) – своєрідного динамічного каналу, у якому відбувається перемішування всіх вод.

Особливості циркуляції глибинних і поверхневих вод океанів. На глибокозанурені води океанів не впливає дія вітру. Проте температура і солоність води змінюються лише на поверхні в результаті нерівномірного її нагріву, охолодження і випаровування, що може збільшити густину води, і тоді вона мусить зануритися до певного рівноважного рівня. Цей процес називають даунвелінгом.

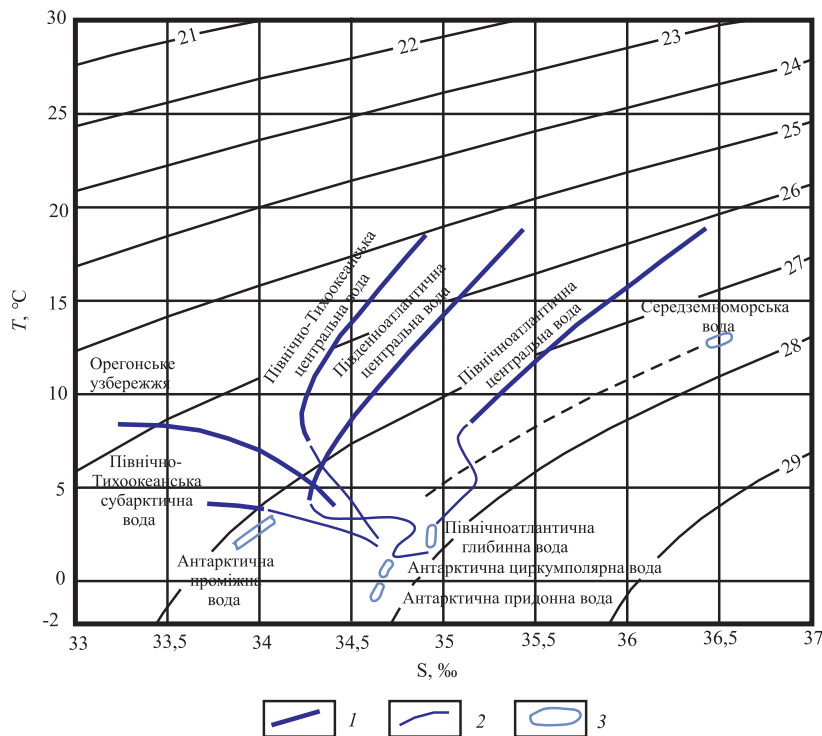


Рис. 1. T,S -діаграми водних мас у різних океанах:
 1 – верхні шари води (0–1000 м); 2 – глибинні шари води; 3 – характерні значення температури і солоності основних типів водних мас.

Найінтенсивніші зміни температури і солоності морських вод, що ведуть до утворення водних мас великої густини, притаманні полярним і приполярним районам, які і є зонами інтенсивного даунвелінгу. У північній півкулі це зона біля берегів Гренландії, де стикається Північноатлантична течія Гольфстріму з Лабрадорською, а в Тихому океані – зона взаємодії течій Ойясію і Куросію (на південний схід від Камчатки) (рис. 2). У південній півкулі основним районом даунвелінгу є море Веддела, де в зимовий період щосекунди занурується до 25 млн m^3 води солоністю 34,68 ‰ і температурою близько 0 °C, що у п'ятеро перевищує об'єм щосекундного занурення глибинної води біля берегів Гренландії, де він становить лише 5 млн m^3/c (Нешиба, 1991, с. 162).

Оскільки океани є складною гідродинамічною системою, у якій мусить існувати баланс мас води як між південною та північною півкулями, так і між глибинними і приповерхневими шарами океанів, то зрозуміло, що в акваторіях повинні існувати зони апвелінгу, які б забезпечили повернення в поверхневі шари тієї води, яка занурилася внаслідок даунвелінгу в приполярних зонах. Встановлено, що приблизно 30 млн m^3/c виносить Гольфстрім від берегів Флориди і спрямовує поверхневими течіями на північ до Баренцового моря і на захід до Канарських островів. Решта глибинної води утворює сукупну суміш усіх вод у морі Веддела біля берегів Антарктиди. Тут ці води збагачуються фітопланктоном і виносяться циркумантарктичною течією в Тихий та Індійський океани, де вони повертаються в поверхневі шари внаслідок прибережного або дифузійного апвелінгу (Нешиба, 1991, с. 163).

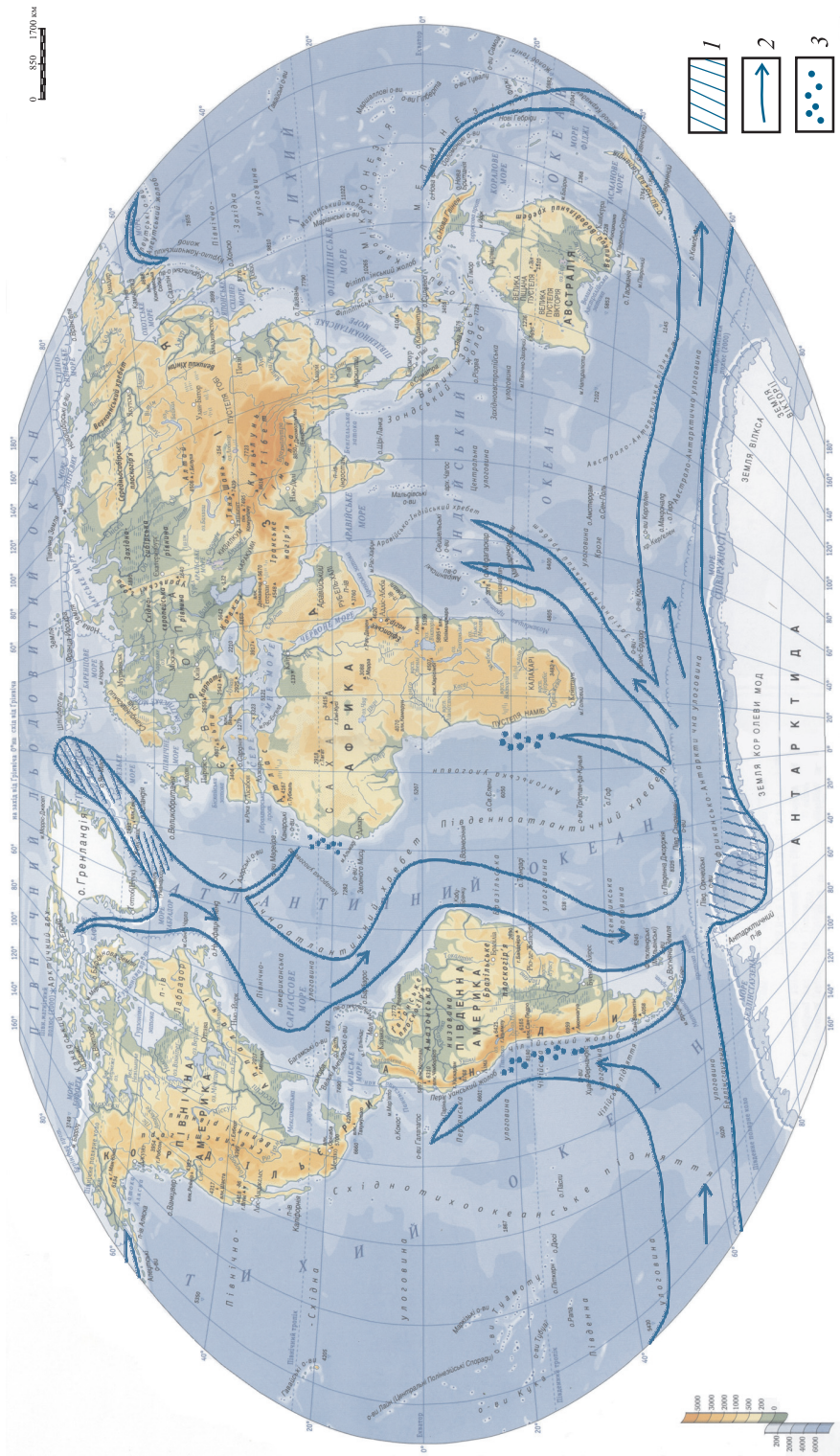


Рис. 2. Основні зони циркуляції глибинних вод океанів:

1 – райони утворення і занурення глибинних вод, 2 – основні напрямки переміщення глибинних вод, 3 – основні зони апвелінгу.

У Північному Льодовитому океані (ПЛО) льодовий покрив ізолює поверхню води від безпосереднього впливу атмосфери і сонячної радіації. Однак тут, незважаючи на відсутність впливу вітру на переміщення водних мас, течії існують і “тягнуть” на собі крижані маси зі сходу на захід. До прикладу, наведемо результати дрейфу російської полярної станції СП–6, обладнаної 19 квітня 1956 р. біля о-ва Врангеля (Чукотське море). Її за три з половиною роки перенесло західними течіями майже до Гренландського моря, і 13 вересня 1959 р. вона опинилася між Гренландією та Шпіцбергенем.

У Північний Льодовитий океан основна маса води надходить з Атлантики з теплою Північноатлантичною течією (298 тис. км³). Із Тихого океану надходить приблизно 30 тис. км³ води. Крім того, 4,5 тис. км³ прісної води постачають ріки, що впадають у ПЛО. Ці води нагромаджуються в найбільших улоговинах океану (Канадській, Амундсена та Нансена) і формують глибинну океанічну течію, яка по західному периметру крижаного поля вздовж північного магнітного полюса через протоку між Шпіцбергенем та Гренландією повертається в Атлантичний океан (див. рис. 2).

На підході до ПЛО атлантичні води віддають в атмосферу понад 70 % тепла, що в них міститься. Це тепло збуджує атмосферні процеси на величезних територіях північної Атлантики і західної частини ПЛО, причому вважається, що вплив тепла атлантичних вод через атмосферну циркуляцію, що збуджується цими водами в процесі тепловіддачі, значно більший, ніж від безпосередньої віддачі тепла холодним арктичним водам (Леонтьєв, 1982, с. 141). Тому в північній Європі і Америці існує досить помірний і вологий клімат, який забезпечує комфортне існування рослинно-тваринного світу. Гренландський антициклон, що формується в процесі тепловіддачі в атмосферу, досить стійкий упродовж усього року, що визначає місцеву атмосферну циркуляцію та сприяє утворенню вітрів певних напрямків, які і визначають погоду в північній Європі і Америці.

Приантарктична циркумполярна течія є найпотужнішою водною артерією Землі. Вона переносить у дві тисячі разів більше води, ніж найбільша ріка континентальної поверхні – Амазонка. Її характерною особливістю є те, що це наскрізна течія, яка охоплює як глибинні, так і поверхневі шари води. Вона відділяється від теплих вод Тихого, Індійського та Атлантичного океанів зоною антарктичної конвергенції, яка утворює т. зв. полярний фронт, або зону переходу холодної субантарктичної поверхневої води до теплих вод суміжних океанів, і одночасно є північною межею Антарктичної циркумполярної течії (рис. 3).

Які ж геологічні умови забезпечують утворення й існування циркумполярної Антарктичної течії? Геолого-геофізичні дослідження Антарктичного континенту наприкінці минулого століття встановили, що, на відміну від ПЛО, де існують дуже широкі (понад 1000 км) шельфові зони, в Антарктиці таких зон немає. Середня глибина на перегінах шельфу Антарктиди становить 600 м, натомість середня глибина краю шельфу Світового океану – 135 м (Нешиба, 1991, с. 339). На нашу думку, це можна пояснити великою масою льодового покриву Антарктичного континенту, який просів під його вагою. Аналогічне явище в плейстоцені відбувалося в Скандинавії, яка тепер піднімається із швидкістю від 20 до 100 см за століття (Браун, Массет, 1984, рис. 8.5).

За сукупністю природних ознак приантарктичну циркумполярну течію виділяють в єдину фізико-географічну область Світового океану. Ця єдність проявляється як в атмосфері (пояс західних вітрів), так і в гідросфері (кільцева циркумполярна течія південної півкулі) та біосфері. На півночі цієї течії води Тихого, Індійського та Атлантичного океанів утворюють самостійні системи з певними динамічними, хімічними та біологічними ознаками, а Антарктична циркумполярна течія є своєрідним каналом, у якому перемішуються води всіх океанів (Нешиба, 1991, с. 132).

Глибинні придонні течії, що формуються в полярних зонах північного і південного океанів, виникають у зимові періоди, коли утворюється льодовий покрив, а солі, розчинені в морській воді, опускаються донизу, через що солоність води зростає до 34,68 ‰, а температура не досягає точки замерзання. З підвищенням солоності електропровідність морської води може збільшитися втричі, а будь-який її рух веде до виникнення електрорушійних сил індукції, що впливають на магнітне поле.

Основними споживачами глибинної води АЦТ, за даними океанологів (Нешиба, 1991, с. 162), є Тихий та Індійський океани, натомість Атлантичний



Рис. 3. Схема розміщення зони антарктичної конвергенції (північної межі Антарктичної циркумполярної течії) щодо континентів:
 1 – континенти; 2 – шельфові льодовики; 3 – зона антарктичної конвергенції.

– головний її постачальник. Основним нагромаджувачем придонних вод є море Веддела.

Шляхи основного переносу води глибинними потоками пролягають переважно вздовж західних узбереж океанічних басейнів, де ці потоки рухаються на глибині понад 2000 м із швидкістю приблизно 10 см/с.

Головною перешкодою для руху вод Атлантичної циркумплярної течії (АЦТ) на схід є протока Дрейка. Більшу частину року вона закрита льодовими полями й айсбергами, тому на підході до Південної Америки від течії західних вітрів відділяється перуанська холодна течія, що несе свої води на північ до Галапагоських островів, а основна субширотна течія змушена збільшувати швидкість під льодом руху води, що призводить до різкого зниження атмосферного тиску, тому більшу частину року протока Дрейка вкрита густими туманами і мрякою, що підтверджує фізичний принцип Д. Бернуллі про вплив швидкості руху рідини на величину атмосферного тиску (рис. 4).

Що ж стосується перуанської течії, вона несе багаті поживними речовинами води вздовж Південної Америки, де вони поступово нагріваються і піднімаються до поверхні біля узбережжя Перу. Ці води забезпечують кормом безліч риб і птахів. Проте упродовж 11-літнього циклу сонячної активності випадають 1–2 роки, коли протока Дрейка в дні літнього сонцестояння в південній півкулі звільняється від льодових полів настільки, що АЦТ вільно проходить через неї. Унаслідок цього переривається замкнуте енергетичне коло, майже зникає течія Гумбольдта (Перуанська), послаблюється південно-пасатна, а формується Західна течія Ель-Ніньйо. Це має негативні наслідки як для західного узбережжя Південної Америки (повені), так і для Меланезії і Мікронезії (посуха).

Поверхневі океанічні течії можуть бути струменевими або вихровими. У південній півкулі основними є південно-пасатні течії в Тихому, Індійському та Атлантичному океанах, а в північній – північно-пасатні в Тихому та Атлантичному океанах.

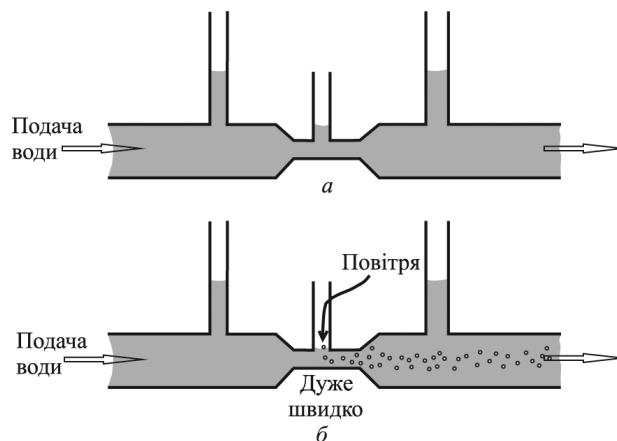


Рис. 4. Фізична модель, що підтверджує дію принципу Д. Бернуллі (1738 р.) у протоці Дрейка:

а – невелике збільшення швидкості веде до помітного падіння тиску; *б* – велике збільшення швидкості забезпечує підсос повітря і збагачення води киснем.

За сучасними уявленнями всі поверхневі течії в океанах згруповані в круговороти, кожен з яких має по чотири ланки (рис. 5). У кожному круговороті виділяється західна погранична, східна погранична і широтні течії, які об'єднують їх у коло (Нешиба, 1991, с. 156).

Слід зазначити, що круговороти в північній і південній півкулях Землі симетричні щодо екватора. Це пояснюється впливом вітрів, які в цих півкулях дзеркально протилежні, що зумовлено зміною на екваторі знаку відхилення течій під дією сили Коріоліса.

Західні пограничні течії фіксуються на східних узбережжях Америки та Азії. Вони спрямовані до полюсів і є значно потужнішими від східних аналогів, що несуть свої води до екватора. Цю особливість ми пояснюємо тим, що східні течії мають ще глибинну складову, якою переміщуються холодні приполярні води в напрямку до екватора. На своєму шляху вони нагріваються, утворюють апвелінги, переходять у широтні течії і, досягнувши західного узбережжя, замикають енергетичні кільця.

Найбільш потужними є поверхневі течії західних околиць океанів, спрямовані до полюсів. Вони швидші і охоплюють більшу товщу води, ніж течії східних околиць, що спрямовані до екватора. На Землі існує п'ять основних західних пограничних течій: Гольфстрим (у північній Атлантиці), Куросіо (на півночі Тихого океану), Східноавстралійська течія (на півдні Тихого океану), Бразильська (у південній Атлантиці) і Мозамбіцька (на південному заході Індійського океану).

Більшу потужність (товщину і швидкість) західних пограничних течій у наш час пояснюють впливом сили Коріоліса, яка зростає від екватора до полюсів і створює відхиляючий ефект, що зміщує центр круговороту (водне здимання) також на захід. У цьому випадку у водному середовищі Землі діють закони небесної механіки (астрономічний закон Кеплера про рух планет по еліптичних орбітах і ексцентриситет центральної маси), які виявляються в зростанні швидкості руху води в західних течіях і зміщенні водного здимання всередині кожного круговороту також у західному напрямку.

Серед західних пограничних течій найбільш вивченою є Гольфстрим. У її ядрі спрямована до північного полюса течія досягає швидкості 2 м/с, натомість у спрямованій до екватора Канарській течії швидкість руху води не перевищує 0,2 м/с, тобто приблизно на порядок менша. Такі самі співвідношення властиві й іншим круговоротам.

Західні пограничні течії охоплюють значну товщину води (Гольфстрим простежений до глибини 2000 м), хоча основний перенос води здійснюється в прибережній смугі завширшки до 160 км. Віддаляючись від берега, ядро течії зміщується на континентальний схил, а її швидкість зменшується. Глибше, на східному краю Гольфстриму, встановлена протитечія Північноатлантичної глибинної води, що рухається через увесь Атлантичний океан аж до узбережжя Антарктиди (див. рис. 2).

Особливістю східних пограничних течій є значно менша швидкість, більша ширина та менша товщина (висота). Перенос води в них (Каліфорнійській, Перуанській, Бенгальській, Канарській та ін.) обмежений поверхневим шаром до глибини 500 м, а швидкість не перевищує 20 м/с. Ширина цих течій може досягати 1000 км.

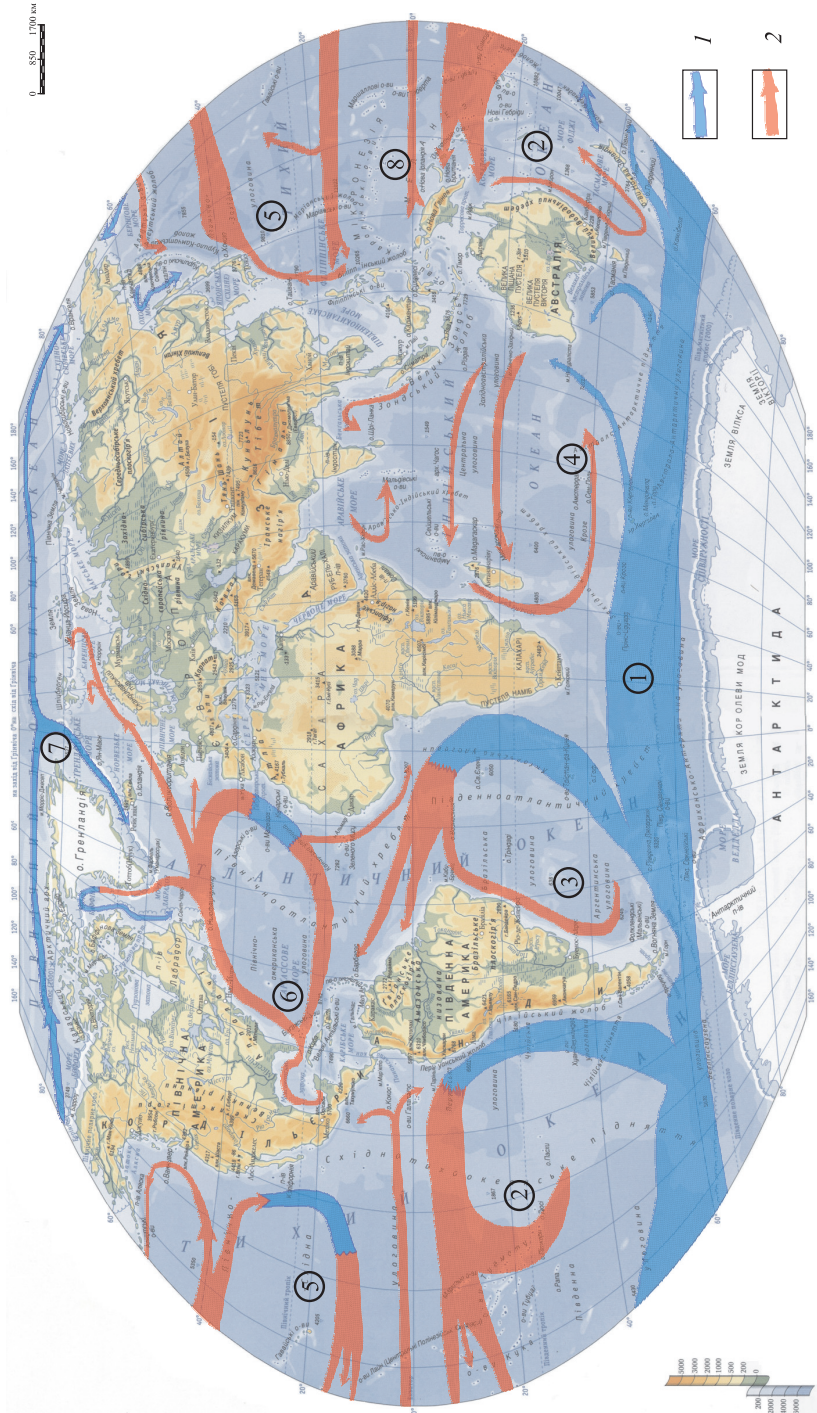


Рис. 5. Основні зони циркуляції поверхневих вод океанів:

1 – холодні течії; 2 – теплі течії. Цифри в колах: 1 – Антарктична циркулярна течія; 2 – круговорот південної частини Тихого океану; 3 – круговорот південної частини Атлантичного океану; 4 – круговорот південної частини Індійського океану; 5 – круговорот північної частини Тихого океану; 6 – круговорот північної Атлантики; 7 – субарктичний круговорот північної Атлантики; 8 – Міжпласатна протитечія в Тихому океані.

Таким чином, наведені матеріали свідчать, що основною умовою існування органічного життя на Землі є рідка вода, а підтримання умов для життя забезпечується постійною наявністю на Землі зон холодного і гарячого клімату.

Температури на океанічних просторах вирівнюють переважно океанічні течії, а над континентами – течії в повітряній оболонці планети (тропосфері).

Різкі зміни клімату на поверхні Землі можливі, на нашу думку, лише при зміні одного з двох внутрішньоземних станів: конфігурації континентів (їхньому розпаді або об'єднанні) або місцеположення геомагнітних полюсів. Із позицій циклічного розвитку геологічних процесів розпад континентів притаманний Землі в епохи, коли Сонячна система знаходиться на апогалактичній ділянці своїх мандрів по галактичній орбіті (Галабуда, 1999, 2000), які припадають на завершення рифею, пермо-тріасовий та третинний періоди.

Зміна геомагнітної полярності властива циклічності дрібнішого рангу, (Галабуда, Тиркус, 2007), але не кожна така зміна веде до зміни територій зледеніння. Крім зміни полярності, потрібна ще зміна положення геомагнітних полюсів, яка б забезпечила додатний баланс снігу при формуванні льодового покриву, тобто, надлишок снігу має переважати його втрати за рахунок абляції.

За даними А. Й. Кравчинського (Кравчинский, 1973), у геологічній історії Землі можна виділити дві відокремлені зони компактного розміщення північного геомагнітного полюса: девон-тріасову, розташовану в Тихому океані на схід від Японських і Курильських островів, і післятріасову, пов'язану з басейном Північного Льодовитого океану і заполярними районами північної Азії. Крім того, цей автор вказує на деяку уособленість у розміщенні північного полюса в післяміоценовий час, що свідчить про його поступальний рух. За кінематичними особливостями “міграції” північного полюса стосовно Східноєвропейської платформи або переміщення платформи щодо полюса, автор виділяє епохи коливних і поступальних рухів. При коливних рухах (девон–перм, доггер–міоцен) середня швидкість “міграції” полюса становить 0,17–0,74 град/млн років, а при поступальних (тріас–лейас) – 0,41–3,3 град/млн років. Виділення груп рухів зумовлене різкою зміною у швидкості переміщення платформи стосовно полюса, що відображається в зміні скупченого положення палеополюсів їхнім розосередженням.

Наведені в роботі карти палеомагнітних широт свідчать, що в палеозої кліматичні пояси відрізнялися від сучасного їхнього спрямування на 30–50°, а територія України разом зі Скандинавією знаходилася на 10–30° північної широти (Кравчинский, 1973, рис. 5).

Сприятливі умови для такого процесу виникають на поверхні Землі при проходженні Сонячною системою апогалактичної ділянки своєї орбіти. В апогалаксії Сонячна система має найменшу швидкість руху і найвищу швидкість обертання планет (для збереження моменту кількості руху). Останнє забезпечує великі перепади (різниці) між найнижчими і найвищими ділянками поверхні планет. На Землі, де вода в рідкому стані існує до висоти 4–6 км, формуються спочатку високі льодовики, які за сприятливих умов розростаються до зледенінь, що покривають значні території континентів і узбережжя.

Морські течії в процесах зледеніння можуть відігравати подвійну роль. Роль теплої течії Гольфстрім полягає в переносі теплової енергії із приекваторіальної зони в приполярну. Частина енергії використовується для нагрівання атмосфери в північній Атлантиці і створення сприятливих для життя кліматичних умов у Північній Європі. А роль Антарктичної циркумполярної течії полягає в ізоляції холодного Антарктичного материка від решти земної території і створення на поверхні Землі умов для інтенсивного розвитку органічного життя.

Відсутність впливу океанічних течій також має певне значення при формуванні земного рельєфу. Так, заполярні території Східного Сибіру та Аляски через льодовий покрив у північному океані не отримують достатньої кількості вологи, тому в цих районах немає льодового покриву, хоча й існує т. зв. “вічна мерзлота”.

На завершення зазначимо, що зледеніння окремих територій на поверхні Землі – необхідний елемент у її розвитку. Саме зледеніння, разом з іншими процесами, підтримує клімат землі в певних температурних межах, не даючи Сонцю спалити земну поверхню і випарувати воду. Оскільки білизна льоду та снігу збільшує альбедо поверхні Землі, то зменшується споживання сонячної радіації. Крім того, льодовий покрив забезпечує низькі температури в приполюсних зонах, що, у свою чергу, обумовлює великі різниці в температурі між приекваторіальними і приполярними зонами і створює своєрідні струменеві течії в повітрі, які і визначають сприятливий для життя клімат у середніх широтах.

Висловлені погляди не претендують на певну завершеність, проте намагання пов’язати відомі кліматичні процеси з геомагнетизмом і зледенінням, на нашу думку, заслуговують уваги і повинні враховуватися при дослідженнях як сучасного клімату, так і минулого.

Бахмутов В. Г. Палеоэпохальные геомагнитные вариации. – Киев : Наук. думка, 2006. – 296 с.

Браун Д., Массет А. Недоступная Земля. – М. : Мир, 1984. – 262 с.

Галабуда М. І. Обґрунтування геологічної циклічності в нафтогазоносних регіонах України. Стаття 1 // Геологія і геохімія горючих копалин. – 1999. – № 4. – С. 88–100.

Галабуда М. І. Обґрунтування геологічної циклічності в нафтогазоносних регіонах України. Стаття 2 // Там само. – 2000. – № 2. – С. 23–30.

Галабуда М. І., Туркус П. Б. Циклічність, геомагнетизм і зледеніння // Там само. – 2007. – № 3. – С. 75–84.

Имбри Дж., Палмер Имбри К. Тайны ледниковых эпох. – М. : Прогресс, 1988. – 264 с.

Дубровский И. М., Егоров Б. В., Рябошапка К. П. Справочник по физике. – Киев : Наук. думка, 1986. – 560 с.

Кравчинский А. Я. О сопряженности палеомагнитных и палеогеографических перестроек на Восточно-Европейской платформе // Геотектоника. – 1973. – № 6. – С. 34–47.

Леонтьев О. К. Физическая география Мирового океана. – М. : Изд-во МГУ, 1982. – 200 с.

Монин А. С. Введение в теорию климата. – Л. : Гидрометеиздат, 1982. – 246 с.

Нешиба С. Океанология. Современные представления о жидкой оболочке Земли. – М. : Мир, 1991. – 416 с.

Стоммел Г. Гольфстрим. – М. : ИЛ, 1963. – 202 с.

Шнитников А. В. Изменчивость солнечной активности за историческую эпоху на основе ее некоторых земных проявлений // Бюлл. Комис. по исслед. Солнца. – 1951. – № 7 (21). – С. 47–56.

Стаття надійшла
30.04.09

Mykola GALABUDA

GLACIATION AND OCEANIC CURRENTS: NECESSARY ELEMENTS OF GEODYNAMICS

Oceans, in which zones of the formation, the ways of supply and territories of consumption of the thermal power are available, are known to be the main factor controlling the climate of the Earth. Oceanic currents, divided into deep and surface ones, serve as the ways of supply. To the main causes of oceanic currents, except generally acknowledged forces (friction, gravity, Coriolis acceleration) we also attribute geomagnetism which realizes the substance transfer. The main link of the electric-hydrodynamic system of the Earth is the Antarctic circumpolar current which provides and controls the functioning of all other currents. Its disturbance leads to periodical disastrous climatic changes in both coasts of the Pacific Ocean (arising of El Ninio).

Sharp changes of the climate at the Earth's surface are possible only with the change of the configuration of continents or the position of geomagnetic poles and their polarity. Only these causes can lead to the change of the territory of glaciation by means of predominance of snow fall over its losses at the expense of ablation. And the change in the territory of glaciation leads to the change in the direction of oceanic currents and climatic conditions at the Earth's surface. Modern climatic state appeared in the Post-Triassic time. During the Devonian-Triassic epoch, the main territories of glaciation were connected with the African continent, and the territory of the Ukraine and Scandinavia were in the subtropical zone.