

УДК 551.461.24, 551.461.25

МАРЕОГРАФІЧНИЙ МЕТОД ВИЗНАЧЕННЯ ВЕРТИКАЛЬНИХ РУХІВ ЗЕМНОЇ КОРИ – АНАЛІЗ ВПЛИВУ ПРИРОДНИХ І ТЕХНОГЕННИХ ФАКТОРІВ

С. Досин

Національний університет “Львівська політехніка”

Ключові слова: рівень моря, фактори, вертикальний рух земної кори.

Вступ

Вивчення сучасних рухів земної кори – одна з актуальних проблем науки про Землю, яка має вагомий теоретичний і практичний значення.

У наш час існують різноманітні методи спостережень за рухами земної кори, зокрема, їх досліджують за допомогою геодезичних, геофізичних, геоморфологічних і океанографічних методів. Систематичні спостереження за допомогою мареографів та футштоків дають змогу надійно оцінювати зміни рівня морів і рухів берегової лінії континентів. Особливістю, яка ускладнює ці дослідження, є те, що записи мареографів, які фіксують рівень моря (відносний), містять дві складові: океанографічну (пов'язану зі змінами в океані) та складову вертикального руху земної кори (оскільки самі прилади розташовані на суші). Мареографи фіксують вертикальне зміщення пункту як зміну в гравітаційному полі Землі та як просторову деформацію земної кори. Крім цього, мареографічні спостереження нерозривно пов'язані з реалізаціями висотних мереж.

Однією з проблем сучасної геодезії є питання визначення і реалізації вертикальної системи відліку. Європейські національні системи висот складаються з таких систем висот: Балтійської, Ordnance Datum Newlyn (система висот, яка використовується у Великобританії), Normalhöhennull (система висот, яка застосовується в Німеччині з 1992 р.), European Terrestrial Reference System 1989 (система висот, яка використовується в Італії та у деяких інших європейських країнах), Amsterdam Ordnance Datum (система висот, прийнята в 1879 р. в Нідерландах), Türkiye ulusal düzey kontrol ağı (TUDKA-99).

Референсна висотна система характеризується вертикальним нуль-пунктом та висотами, віднесеними до гравітаційного поля Землі. Переважно вертикальні нуль-пункти реалізовані середнім рівнем моря, який визначають на одному чи декількох мареографах, усереднюючи мареографічні виміри упродовж тривалого проміжку часу.

Мареографи національних висотних систем Європи розташовані в різних океанах і морях: Балтійське море, Північне море, Середземне море, Чорне море, Атлантичний океан. Різниця між цими рівнями морів можуть досягати декількох дециметрів.

У 1997 р. реалізовано European Vertical Reference Network (EUVN) – Європейську мережу вертикального початку відліку. Першопричиною проекту EUVN було об'єднання різних національних висотних нуль-

пунктів у Європейську мережу, а також у тих країнах, які не охоплені UELN. Крім того, цей проект розглядають як підготовку до геокінематичної висотної опорної системи для Європи і як спосіб з'єднання висот, отриманих за допомогою нівелювання, з GPS висотами для визначення Європейського геоїда. Загалом EUVN складається зі 196 станцій: 66 EUREF, 13 національних перманентних станцій, 54 станцій UELN і UPLN та 63 мареографів. Для всіх точок EUVN є тривимірні координати в системі ETRS89 і геопотенціальні числа. У 2000 р. завершено об'єднання ліній нівелювання та обчислення нормальних висот у мережі UELN-95/98 і затверджено основні принципи European Vertical Reference System (EVRS) – Європейської вертикальної референсної системи. Ця висотна референсна система пов'язана з гравітаційним полем Землі, реалізована за допомогою геопотенціальних чисел і нормальних висот вузлових точок мережі UELN 95/98, до якої також приєдналися Естонія, Латвія, Литва та Румунія.

Висоти геодезичних пунктів, реперів відраховуються від вертикальних нуль-пунктів і не є сталими в часі. Для горизонтальних рухів вже розроблено моделі, які показують зміни в часі цих пунктів, а для вертикальних рухів такі моделі тільки починають створювати. Ці моделі потрібні для врахування поправок під час: урівноваження мереж нівелювання; інтерполяції та прогнозування нормальних висот геодезичних пунктів, перманентних станцій; вивчення стійкості висотних мереж.

Тому важливим є вивчення вертикальних рухів і їх зв'язку з рівнем моря, оскільки може підніматися рівень моря, а висота земної кори не змінюватися, а іноді змінюється і рівень моря, і висота земної кори. Це складні процеси, на які впливають інші чинники. Стійкість систем висот і прогнозування висотного положення в часі актуальні для геодезії.

Про це свідчать численні резолюції Міжнародної асоціації геодезії (IAG – International Association of Geodesy) та підкомісії EUREF [35, 61].

Потрібно ретельно дослідити вплив всіх чинників, які впливають на рівень моря, для того щоб створювати моделі вертикальних рухів земної кори (ВРЗК). Необхідно виділити всі фактори, встановити їх величину, періодичність, визначити особливості впливу на водну поверхню, спробувати класифікувати їх за певними спільними ознаками.

Визначення вертикальних рухів земної кори за результатами мареографічних спостережень

Існує декілька методик визначення параметрів вертикальних рухів земної кори на основі даних рівня моря.

У дослідженні [14] автори для визначення вертикального руху берегової лінії світу від величини $1,8 \pm 0,5$ мм/рік віднімали значення відносних трендів рівня моря, отриманих із записів мареографів. Значення $1,8 \pm 0,5$ мм/рік отримане усередненням записів мареографів, які розташовані вздовж світового узбережжя. Його визначили дослідники [11] і це середня величина абсолютного глобального зростання рівня моря для XX століття. Але існують регіони, в яких тренди перевищують глобальне середнє значення рівня моря в десять разів (наприклад, у західній частині Тихого і у східній частині Індійського океанів). Тому такий підхід до визначення вертикальних рухів земної кори не є цілком виправданим.

Такою самою методикою користувались [12] під час дослідження вертикальних рухів земної кори Великої Британії, але вважали, що величина глобального середнього зростання рівня моря дорівнює $1,5$ мм/рік. В зв'язку з розбіжностями щодо виявленої величини середнього зростання рівня моря дані вертикальних рухів земної кори необхідно порівнювати з результатами ГНСС-спостережень та з результатами альтиметричних вимірювань.

Інша методика [62] дослідження вертикальних рухів земної кори стосується урахування океанічних "залишків" та індивідуального сезонного циклу станцій. Але не для всіх мареографів Європи наявна база даних значень індивідуального сезонного циклу станцій. Ця база наповнена значеннями для мареографів Північної та Південної Америки.

Великий обсяг робіт вже виконано в напрямку дослідження вертикальних рухів земної кори за допомогою мареографічних спостережень, але залишається нерозв'язаною низка задач. Необхідно дослідити всі фактори, які впливають на зміну рівня морів та океанів, встановити їх числові характеристики та виконати класифікацію за певними спільними ознаками.

Історичні аспекти вивчення зміни рівня моря

Уже давнім грекам і римлянам, які проживали в тектонічно і сейсмічно високоактивній області Середземномор'я, було відомо, що земна поверхня може підніматися і опускатися, хоча їхні здогадки про причини таких коливань були доволі наївними. Вони не мали уявлення про масштаби і швидкості цих рухів.

Вперше спробу визначити напрямок і швидкість сучасних рухів зробив на початку XVIII ст. знаменитий шведський природодослідник Андерс Цельсій (1701–1744 pp.) [44]. Зацікавившись коливаннями рівня Балтійського моря, він зробив засічки на гранітних скелях шведського узбережжя, щоб спостерігати за коливаннями рівня моря щодо цих зарубок. Пізніше, в XIX ст., відомий дослідник Сибіру І. Д. Черський зробив те саме на березі Байкалу. У тому ж XIX ст. за такими засічками в Швеції та Фінляндії було встановлено, що північна частина узбережжя Балтики піднімається, а південна – опускається.

Людство давно помітило, що рухи земної кори нерозривно пов'язані з рівнем моря в тому самому регіоні. Відомий наочний приклад рухів земної поверхні – в Італії, у маленькому містечку Поццуолі, що розміщене на березі Неаполітанської затоки, є руїни міського ринку з каплицею, побудованою близько 2000 років тому, яку називають "храмом Сераписа". Після зведення ринкова площа разом з храмом повільно опускалась і в XIII ст. всі забудови занурилися. Нижче від рівня моря вони залишалися близько трьох століть, після чого місцевість почала підійматися і до 1800 р. практично всі руїни разом з фундаментами опинилися на суші. У результаті тривалого перебування під водою мармурові колони храму виявилися ураженими каменеточцями до висоти $5,71$ м над підлогою храму. Відтак знову почалося опускання і в 1954 р., за свідченнями Г. П. Горшкова, рівень води досяг вже $2,5$ м над підлогою храму. Тобто швидкість опускання становила близько 2 см за рік. Містечко Поццуолі розміщене у вулканічній області, неподалік від вулкану Везувій, тому не дивно, що нижня частина колон у храмі не зазнала впливу молосків, бо до висоти понад 3 м колони були засипані вулканічним попелом [2].

Ще одним наочним прикладом взаємозв'язку між рівнем моря і рухами земної кори на прилеглий території є кальдера Campi Flegrei (рис. 1), розташована на південно-західному узбережжі Італії [27].

Спостереження почалися ще в 1905 р. За допомогою фотографічних знімків цієї місцевості, відомостей про рівень моря та результатів геометричного нівелювання авторам вдалося простежити взаємне розташування території відносно рівня моря.

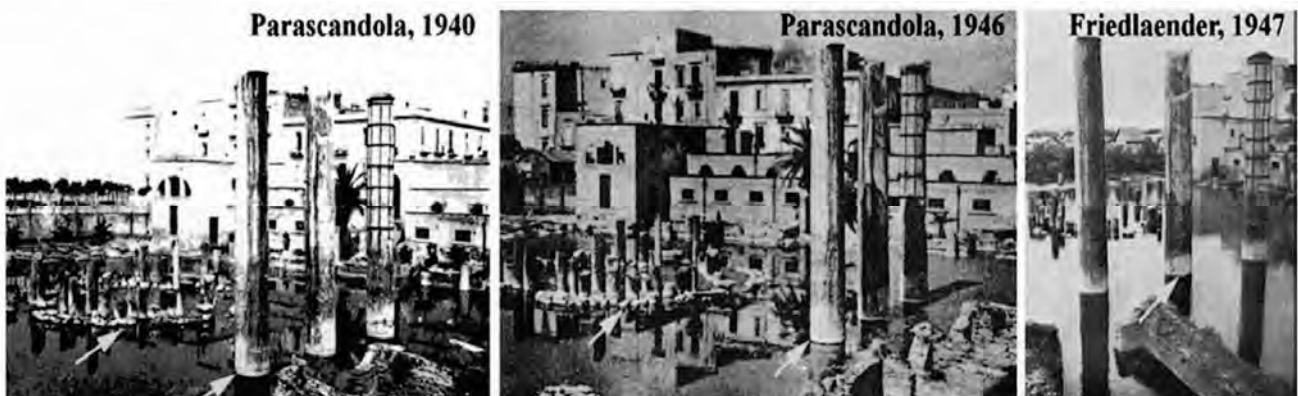


Рис. 1. Кальдера Campi Flegrei

Зміна рівня моря викликає зацікавлення ще, як мінімум з двох причин. По-перше, зміни в величині зростання рівня моря тісно пов'язані зі змінами клімату на Землі. Підвищення рівня моря, спричинене глобальним потеплінням, і його вплив на прибережні території привертають все більшу увагу наукової спільноти, а також мас-медіа та громадськості. По-друге, зміна рівня моря має важливі соціально-економічні наслідки для населення, яке проживає поблизу морських узбереж. Зміна рівня моря має важливе значення для тих, хто живе, працює або здійснює навігацію у прибережних зонах.

Опускання чи підняття прибережних територій нерозривно пов'язані з іншим очевидним фактором – зростанням чи зниженням рівня моря в цьому регіоні, хоча рух земної поверхні не є основним чинником, який спричиняє зміни рівня моря. Тому важливо чітко виокремити ті чинники, які впливають на зміну рівня моря, виконати класифікацію всіх факторів та вказати їхній кількісний і якісний внесок.

Класифікація факторів, які впливають на зміну рівня моря

Різноманітні ендегенні та екзогенні чинники впливають на водну поверхню. У них різна природа, характер дії (випадковий чи систематичний), часовий масштаб (від кількох секунд до мільйонів років).

Усі фактори, внаслідок яких відбувається зміна рівня моря, можна класифікувати за певними спільними ознаками. В наш час існує класифікація факторів, яку запропонували автори [6], підсумована у табл. 1.

Ця класифікація загалом відображає поділ всіх факторів на групи, але не виділяє кожен із них зокрема.

Існує ще одна класифікація, запропонована у [1], в якій автор зазначає, що всі фактори можна умовно розділити на три групи: зовнішні (стосовно системи), до яких належать природні процеси й об'єкти космічного, планетарного й геологічного походження; внутрішні механізми, тобто природні механізми усередині системи

“океаносфера–атмосфера–кріосфера–поверхня Землі”, та антропогенний вплив. Автор не зазначає, які саме фактори зараховує у кожну з груп.

Пропонуємо класифікацію усіх факторів (див. табл. 2), які впливають на зміну рівня моря, за іншими критеріями. Вона відрізняється від запропонованої раніше класифікації [6] детальнішим поділом усіх факторів за часовими, просторовими та іншими ознаками. Виокремлює геодинамічні, атмосферні, екзогенні, ендегенні, техногенні фактори.

За масштабом (місцем дії) фактори можна поділити на **глобальні, регіональні й локальні**.

За тривалістю – на **короткоперіодичні, довгоперіодичні й вікові**.

До змін рівня моря, **спричинених зміною гравітаційного поля** (*), зараховано припливи, ізостацію і зміну поверхні геоїда.

Геодинамічні фактори, які впливають на зміну рівня, виділено жирним шрифтом.

Атмосферні фактори виділено курсивом.

Можна запропонувати ще одну класифікацію, поділивши всі фактори на **екзогенні** (вітри і штормові нагони, випаровування, Ель-Ніньйо, Північно-Атлантичне коливання (NAO), Тихоокеанське десятилітнє коливання (PDO), річковий стік/розлив, зміна маси льоду, просочування із водосховищ, спалювання викопних видів палива, зрошування земель, солоність, сейші, зміна густини води, припливи, атмосферний тиск, осадкоутворення, зміна поверхні геоїда, термальне розширення океану, океанічна циркуляція, урбанізація, зміна течій, видобування підземних вод, горіння тропічних лісів, збезлісіння, секвестрація та інфільтрація води, зменшення об'єму озер, витік бурового розчину) та **ендогенні** (тектонічне підняття чи опускання, спричинені внутрішніми змінами земної кори, землетруси, цунамі, зміна об'єму океанічних басейнів, ізостація).

Зміни в океані та техногенні фактори подано в табл. 3.

Таблиця 1

Класифікація факторів, які впливають на зміну рівня моря, запропонована у [6]

Назва	Фактори
Космічні або, як називають деякі автори, космогеофізичні	Припливоутворювальні сили Місяця і Сонця, вільні та вимушені коливання полюсів Землі, нерівномірні зміни швидкості обертання Землі, а також астрономічні фактори, пов'язані зі змінами орбітальних параметрів Землі, положенням її у Сонячній системі тощо
Гідрократичні	Пов'язані зі зміною кількості води в басейні Світового океану і параметрів її стану; в [3] їх виділено в групу гідрометеорологічних, а зумовлені ними коливання рівня поділяють на евстатичні (спричинені змінами водного балансу), анемобаричні (викликані змінами атмосферного тиску) і стеричні (зумовлені змінами щільності води)
Геократичні	Зумовлені змінами місткості океанічних западин внаслідок рухів дна і континентальних блоків; у [3] це геолого-геодинамічні чинники: землетруси, виверження вулканів, тектонічні рухи земної кори, накопичення донних осадів, а також водообмін через дно океанів і морів з глибинними водами

Таблиця 2

Класифікація факторів, які впливають на зміну рівня моря

		Тривалість			
		Короткотривалі		Вікові	
		Випадкові			
Масштаб (місце дії)	Глобальний	1. Припливи (*) 2. Атмосферний тиск	6. Сейші 7. Цунамі	10. Урбанізація	22. <i>Випаровування</i> 23. <i>Осадкоутворення</i> 24. <i>Зміна густини води</i> 25. <i>Зміна об'єму океанічних басейнів</i> 26. <i>Зміна маси льоду</i> 27. <i>Ізостазія (*)</i> 28. <i>Зміна поверхні геоїда (*)</i> 29. <i>Термальне розширення океану</i> 30. <i>Океанічна циркуляція</i> 31. <i>Зміна солоності</i>
	Регіональний	3. <i>Вітри і штормові нагони</i> 4. <i>Горіння тропічних лісів</i>	8. Землетруси	11. <i>Зміна течій</i> 12. <i>El Niño – Ель-Ніньйо</i> 13. <i>NAO – North Atlantic Oscillation – Північно-Атлантичне коливання</i> 14. <i>PDO – Pacific Decadal Oscillation – Тихоокеанське десятилітнє коливання</i> 15. <i>Видобування підземних вод</i> 16. <i>Вирубка лісу (збезлісіння)</i> 17. <i>Секвестрація та інфільтрація води</i>	32. Тектонічне підняття/опускання 33. PGR – Post-glacial rebound – Післяльодовикова віддача 34. Танення льодовиків та льодовикових покривів
	Локальний	5. Річковий стік/розлив		18. <i>Просочування з водосховищ</i> 19. <i>Спалювання викопних видів палива</i> 20. <i>Зрошування земель</i> 21. <i>Витік бурового розчину</i> 22. <i>Зменшення об'єму озер</i>	

Таблиця 3

Зміни в океані та техногенні фактори, які впливають на зміну рівня моря

Зміни в океані	Техногенні фактори
Океанічна циркуляція	Видобування підземних вод
Зміна густини води	Будування дамб і водосховищ
Зміна океанічних течій	Урбанізація
Припливи	Горіння тропічних лісів
Зміна об'єму океанічних басейнів	Збезлісіння
Термальне розширення океану	Зрошування земель
Зміна солоності	Витік бурового розчину
Ель-Ніньйо	
Північно-Атлантичне коливання (NAO)	
Тихоокеанське десятилітнє коливання (PDO)	

До факторів, які сприяють **підвищенню рівня моря**, зараховують: урбанізацію, видобування підземних вод, збезлісіння, спалювання викопних видів палива, дренаж зволжених земель, випаровування над водосховищами та зрошуваними землями, осадкоутворення, річковий стік/розлив, сейші, цунамі, танення льодовиків і льодовикових покривів, термальне розширення океану, зміну солоності води, видобування підземних вод, зменшення об'єму озер.

До факторів, які сприяють **зниженню рівня моря**, зараховують: будівництво дамб і водосховищ, зрошування, секвестрацію води в резервуарах та озерах, які створили люди, землетруси, які трапляються в океанах.

До факторів, які можуть сприяти **і підвищенню, і зниженню рівня моря**, зараховують: припливи,

атмосферний тиск, вітри і штормові нагони, зміну густини води, зміну течій, Ель-Ніньйо, Північно-Атлантичне коливання (NAO), Тихоокеанське десятилітнє коливання (PDO), зміну об'єму океанічних басейнів внаслідок тектонічного підняття/опускання, зміну геоїда, ізостазію, зміну океанічної циркуляції.

За характером прояву чинники можна поділити на **випадкові** (землетруси, цунамі, сейші), **періодичні** (припливи, атмосферний тиск, вітри і штормові нагони, зміна течій, Ель-Ніньйо, Північно-Атлантичне коливання (NAO), Тихоокеанське десятилітнє коливання (PDO), річковий стік/розлив, видобування підземних вод, зменшення об'єму озер, будівництво дамб і водосховищ, просочування води з водосховищ, спалювання викопних видів палива, горіння тропічних

лісів, збезлісіння, зрошування земель) та **систематичні** (випаровування, осадкоутворення, зміна густини води, зміна об'єму океанічних басейнів, ізостазія, зміна маси льоду, зміна поверхні геоїда, термальне розширення океану, океанічна циркуляція, зміна солоності, тектонічне підняття/опускання, PGR – Post-glacial rebound – післяльодовикова віддача, танення льодовиків та льодовикових покривів, урбанізація).

Запропоновані класифікації охоплюють значну кількість факторів, що впливають на зміну водної поверхні. Детальніший поділ дає змогу розділити їх за такими спільними ознаками, як, наприклад, місце і тривалість їх прояву, природа та характер дії.

Аналіз факторів, що впливають на зміну рівня океанів та морів

Детальніше опишемо кожен із факторів, наведений в табл. 1–3.

Припливи в океанах і морях належать до природних явищ, які привертала увагу з давніх-давен. На більшості морських узбереж місцеві жителі спостерігали регулярні підйоми і опускання рівня моря, що відбуваються незалежно від погодних умов. Різниця висот найвищого і найнижчого рівнів нерідко досягає кількох метрів. Рекорд належить затоці Фанді на атлантичному узбережжі Північної Америки (межа США і Канади) – до 15–16 м. Водночас на деяких ділянках морських узбереж (наприклад, у Балтійському морі) приливні коливання дуже малі й іноді абсолютно не помітні на тлі коливань рівня, викликаних вітром та іншими нерегулярними причинами. Приливні коливання рівня супроводжуються течіями, напрямом і швидкістю яких змінюються.

Існують три типи припливів (рис. 2): добові, півдобові та змішані. Найчастіше півдобові припливи трапляються на Світовому узбережжі.

Приплив зростає, допоки не досягне максимального значення, яке називається припливом, або високою водою. Аналогічно, він досягає мінімуму, який називається відпливом, або малою водою.

Якщо Місяць, Сонце і Земля розміщені на одній прямій (так звана сизигія), Сонце своїм притяганням підсилює вплив Місяця, і тоді настає сильний приплив (сизигійний приплив, або велика вода). Коли ж Сонце стоїть під прямим кутом до відрізка Земля – Місяць (квадратура), відбувається слабкий приплив (квадратурний, або мала вода). Сильний і слабкий припливи повторюються через сім діб. Однак суть припливів і відпливів значно складніша, вона залежить від руху небесних тіл, глибини води, морських течій, вітру, характеру берегової лінії.

Припливи у Світовому океані є реакцією водної оболонки нашої планети на дію так званих припливоутворювальних сил, які виникають у результаті гравітаційної взаємодії Землі з Місяцем і Сонцем під час їх спільного орбітального руху. Є кілька місць, переважно розташованих у південній частині Тихого океану та в індонезійських районах, де сонячні коливання є важливішими, і в цих місцях високі й низькі води спостерігаються приблизно в той самий час кожен день. У Port Adelaide, що в Австралії, сонячні й

місячні півдобові коливання є рівними і зводять нанівець один одного в час квадратурного припливу.

Припливи – це фактор, який спостерігається на всіх морських узбережжях, незалежно від географічного розташування чи особливостей території.

Внаслідок оберненого барометричного ефекту локальне зростання поверхневого тиску повітря на території океану спричиняє зниження поверхні моря на величину 1 см на 1 гПа (1 гПа=1 мілібар). Оскільки вода є практично нестискуваною, то це не може призвести до глобального середнього зростання рівня моря, але довгоперіодична тенденція у структурі поверхневого тиску повітря може впливати на спостережувані величини рівня моря. У дослідженні [60] виявлено, що величина зміни поверхневого тиску близько 0,01 гПа/рік характерна лише для північної Європи. Дослідники [51] звітують про зміни поверхневого тиску в 60–90-ті роки ХХ ст., що можуть вплинути на величини рівня моря в Середземномор'ї та довкола Скандинавії – близько –0,05 і 0,04 мм/рік відповідно [18].

Величину вертикальної зміни рівня моря ζ внаслідок зміни атмосферного тиску можна обчислити, використовуючи залежність (1):

$$\zeta = -0,993\Delta P_A, \quad (1)$$

де ζ – у сантиметрах; ΔP_A – у мілібарях.

Зростання атмосферного тиску на 1 мілібар призведе до зниження рівня моря на 1 см. Протягом звичного року позатропічні атмосферні тиски можуть змінюватись на величини від 980 до 1030 мілібар. Порівнюючи зі стандартною атмосферою 1013 мілібар, це означає діапазон статичних рівнів моря між +0,33 м і –0,17 м [21].

У часовому масштабі, меншому за декілька днів, безперервні **вітри** (та асоційоване з ними зниження атмосферного тиску) можуть призвести до штормових припливів, внаслідок яких рівні води підіймаються на метр, а то й вище над прогнозованими приливними рівнями. **Штормові нагони** можуть бути особливо руйнівними на низько розташованих прибережних територіях (наприклад, Бангладеш, узбережжя Флориди).

Унаслідок спалювання викопних видів палива і горіння тропічних лісів в атмосферу потрапляє вода, а надалі обмінюється з океанічною внаслідок біохімічного циклу перетворення вуглекислого газу на кисень. Цей внесок у зростання рівня моря кількісно оцінюють дуже невеликими значеннями, між –0,06 мм/рік і 0,07 мм/рік, з медіальним значенням 0,01 мм/рік [16].

Сейші – це стоячі хвилі великого періоду, їх амплітуда може змінюватись від декількох міліметрів до декількох метрів. Вони виникають у замкнених водоймах під впливом різниці атмосферного тиску, сейсмічних явищ, згонів і нагонів води. Це коливання всієї маси води відносно центра водойми. Нерухома вісь, відносно якої коливається водна поверхня, називається вузлом сейші. Залежно від кількості вузлів сейші бувають одновузлові та багатовузлові.

Якщо довжина стоячої хвилі помітна порівняно з глибиною водного басейну, то сейші своєю поведінкою

супроводжують теорію довгих хвиль. У такому випадку швидкість поширення хвилі може бути виражена як \sqrt{gh} , де g – прискорення сили тяжіння; h – глибина води. Хвиля досягає протилежної сторони басейну завдовжки L після часу L/\sqrt{gh} . Повний період виражається залежністю $T_1 = 2L/\sqrt{gh}$. Цю формулу запропонував J. R. Merian у 1828 р. Вона теоретично представляє найбільші можливі вільні коливання з однією вузловою точкою. Природний період коливань для повністю закритих прямокутних водних басейнів зі сталою глибиною визначається формулою $T_n = 2L/n\sqrt{gh}$, де n – кількість вузлових точок в усій системі.

Якщо висота стоячої хвилі, яка відповідає вертикальному зміщенню η рівня моря, не дуже велика порівняно з глибиною води, вона також впливає на швидкість хвилі.

Фіксування рівня моря довело, що всі напівзакриті водні басейни здійснюють коливання з модальною лінією на вході в морські затоки. Період вільних коливань у затоках Адріатичного моря загалом не перевищує півгодини. Лише в Трієсті інколи спостерігаються сейші із середнім періодом 3,2 год. Цей тип коливань завжди призводить до значних змін у рівні моря. Середня величина у 15 випадках становила приблизно 75 см.

Цунамі – хвилі, завдовжки понад 500 м, які утворюються у морі чи в океані переважно внаслідок землетрусів й охоплюють усю товщу води. На глибоководних територіях цунамі поширюється зі швидкістю сотні кілометрів за годину й зазнає незначних втрат енергії.

Періоди коливань цунамі, які поширюються вздовж глибоких водойм, зазвичай від десяти хвилин і більше. Для періоду коливань 10 хв і глибиною води 4000 м швидкість поширення цунамі дорівнює 720 км/год, а довжина хвилі становить 120 км [21].

Головна відмінність цунамі від інших видів хвиль на воді полягає в тому, що рухається вся товща води, а не лише приповерхневий шар. У морі, на великій глибині цунамі не становлять загрози для судноплавства, їх можна навіть не помітити. Однак біля берега, коли глибина поступово зменшується, цунамі уповільнюється, а висота хвилі зростає, вона перетворюється на рухому стіну води. Під час виходу на міліну біля берега її висота може сягнути десятків метрів. Крім того, хвиля, що йде під кутом до берега, уповільнюється нерівномірно і має тенденцію розвертатися до берега.

Об'єми багатьох великих світових озер упродовж останніх десятиліть зменшуються внаслідок зростання кількості зрошень та інших водокористувань. Дослідники [49] стверджують, що зменшений об'єм Каспійського й Аральського морів зробив свій внесок у зростання рівня моря в розмірі 0,18 і 0,03 мм/рік, за умови, що вилучені води досягають Світового океану у результаті сумарного випаровування. Припускаючи, що немає інших значних джерел, які роблять внесок у рівень моря, автори [18] вважають значення 0,2 мм/рік

верхньою межею сучасного внеску озер у рівень моря. В іншій роботі не враховували обставину зміни об'єму озер, тому що припустили, що вода, вилучена для зрошення, більшою мірою надходить в ґрунтові води, аніж у Світовий океан, тому в [18] приймають нуль як нижню межу сучасного внеску в рівень моря, які роблять озера.

В іншій роботі визначили, що вода, яка зберігається у водосховищах, еквівалентна 13,6 мм рівня моря. Більша частина цього об'єму нагромаджувалась у приблизно однакових розмірах з 1950 до 1990 рр. Цей об'єм водосховищ означає зменшення рівня моря на величину 0,34 мм/рік. Автори припускають: щорічно $5 \pm 0,5$ % води, що міститься у водосховищах, просочується вглиб водоносних шарів, спричинивши у 1990 р. витікання від 0,61 до 0,75 мм/рік [18].

Урбанізація істотно впливає на гідрологію декількома шляхами. Території з рослинними насадженнями заміщують непроникними дорожніми покриттями та іншими конструкціями, а це призводить до збільшеного земного стоку, знижуючи інфільтрацію і порушуючи рівень ґрунтових вод. На жаль, глобальні кількісні дані про впливи урбанізації відсутні. Дослідження [16] містить оцінювання в діапазоні від 0,3 до 0,38 мм/рік, але немає доступної інформації про асоційовані похибки, які можуть бути великими.

Північноатлантичне коливання (NAO – North Atlantic Oscillation) – це великомасштабна модель атмосферної циркуляції, яка впливає на регіональний клімат Європи [34]. Вона характеризується різницею тиску між двома диполями аномалій тиску, перший центр якого розташований над Ісландією (Ісландський мінімум), а інший, з протилежним знаком, – біля Канарських островів (Азорський максимум). За додатної фази NAO у високих широтах Північної Атлантики спостерігається тиск, дещо нижчий за нормальний, а над центральною частиною Північної Атлантики, сходом США та Західною Європою реєструється тиск, дещо вищий за звичайний. Упродовж від'ємної фази NAO над цими районами спостерігаються аномалії протилежних знаків. Періоди, що відповідають високим додатним значенням індексу NAO, характеризуються західними вітрами, які є домінуючими над північною частиною Європи. В цей час від'ємні значення індексу викликають слабкі західні вітри, багато випадків континентальних (східних) вітрів. Переміщення цих центрів відносно їх кліматичного місцеположення визначає фази NAO: позитивну чи негативну. Припускають, що головною причиною цього є зміна траєкторій переміщення циклонів: за позитивної фази NAO інтенсивні циклони зміщуються північніше, ніж за негативної. Спостерігається значна міжрічна мінливість NAO, як додатна, так і від'ємна, фази можуть тривати кілька місяців поспіль [4]. Явище Північноатлантичного коливання відкрив Гілберт Валкер в 1920-ті роки. На відміну від Тихоокеанського феномену El Niño-Southern Oscillation, NAO є більшим атмосферним коливанням. Це один із найважливіших проявів кліматичних коливань у Північно-Атлантичному океані. Кількісно NAO визначають за допомогою NAO індексів – різниці нормалізованих тисків над рівнем моря над Азорськими островами й Ісландією.

Багато досліджень продемонстрували вплив NAO на такі атмосферні явища, як осадкоутворення, температура [34], вітер та інші метеорологічні параметри [7]. Але опубліковано лише декілька досліджень, що стосувалися зміни висоти хвилі й рівня моря внаслідок дії NAO. Дослідники [10] пов'язали висоту хвилі з градієнтом атмосферного тиску в Північній Атлантиці. В публікації [33] встановлено зв'язок NAO з транспортуванням морського льоду з Арктики до Північної Атлантики. В дослідженні [20] проаналізовано вплив NAO на хвилі. Нещодавно продемонстровано вплив NAO на рівень моря [13, 8]. Дослідники [28] показали, як зміни рівня моря у відкритому океані спотворюються змінами в атмосферному тиску і термальному розширенні/стисненні. Ці фактори, пов'язані з атмосферою, викликають зміни рівня моря на декілька сантиметрів у річному часовому масштабі. Оскільки NAO впливає на атмосферний тиск і його градієнт над Північно-Атлантичним океаном, є підстави очікувати його впливу на рівень моря.

У роботі [8] автор виявив стійкий взаємозв'язок між зимовим індексом NAO і рівнем моря Стокгольма упродовж 1825–1997 рр., з додатним коефіцієнтом кореляції близько 0,7. Він помітив, що з подібним, але локалізованим індексом градієнта атмосферного тиску для Балтійського регіону, коефіцієнт кореляції може досягати 0,9. На більшій частині Північної Європи відзначено додатний взаємозв'язок з більшими рівнями моря під впливом сильніших умов NAO, що чіткіше видно під час зимового періоду. На противагу, від'ємний взаємозв'язок характерний для півдня, охоплює південно-західну Англію. Обидва взаємозв'язки варіюють у часі й збільшилися протягом останніх десятиліть, можливо, через рухи центрів тиску NAO.

Інші дослідники на основі припливної/штормової моделі для 1955–2000 рр. підтвердили, що вплив атмосферного тиску викликає від'ємний взаємозв'язок, а вплив західних вітрів відповідальний насамперед за створення додатних впливів у Північному морі. Лінійна регресія показала залежність рівня моря в північно-західній Європі від NAO, з величинами, які змінюються від -10 до $+20$ см на одиницю NAO.

У 20-ті роки XXI ст., аналізуючи аномалії атмосферного тиску в субтропічній зоні Північної півкулі, англійський метеоролог Дж. Уоккер помітив, що коли атмосферний тиск підвищений над Тихим океаном, він знижений над Індійським, і навпаки. Це явище він назвав **Південним коливанням** (Southern Oscillation – SO). Є два центри дії SO протилежних знаків: з однієї сторони – Австралійсько-Індонезійський, з іншої – Південнотихоокеанський; обидва розташовані в тропіках Південної півкулі [5].

Для кількісної характеристики Південного коливання використовують індекс SOI (Southern Oscillation Index). Якщо $SOI \leq 0$, тиск понижений над Тихим океаном і підвищений над Індійським і над Австралією. Якщо $SOI > 0$, картина протилежна. Південне коливання нерозривно пов'язане з механістичними і термічними коливаннями в океані. Встановлено, що чим вищий (нижчий) індекс SOI, тим нижча (вища)

температура водної поверхні в східній і центральній частинах Тихого океану. Тому в El Niño-Southern Oscillation (ENSO) виділяють дві крайні фази: теплу (El Niño), якщо $SOI < 0$, і холодну (La Niña) за $SOI > 0$.

За El Niño рівень моря в східній частині Тихого океану приблизно на 50 см вищий, ніж у західній. За La Niña картина змінюється на протилежну: на західному узбережжі Північної і Південної Америки рівень моря знижений, а в Індонезії та Індокитаї – підвищений. Це означає, що в тропічній зоні існують міжрічні коливання рівня моря між східною і західною частиною Тихого океану з амплітудою до 50 см.

El Niño є регіональним фактором, який за тривалістю дії є довгоперіодичним, може вносити як додатні, так і від'ємні значення в рівень моря чи океану.

Важливий внесок в сучасне зростання рівня моря можливий у результаті змін в об'ємі води, яка зберігається в ґрунті чи на поверхні землі: в озерах і водосховищах, і в результаті видозмінень поверхні Землі, що призводить до змін у величині стоку чи випаровування. Мабуть, найвираженіший внесок у рівень моря спостерігається внаслідок **видобування підземних вод**, що означає добування ґрунтової води з водоносних шарів на величину більшу, ніж її природне поповнення. Встановлено, що величина видобування ґрунтових вод зростає з часом, сьогодні еквівалентно 0,2–1,0 мм/рік рівня моря, але дослідники припускають, що велика частина просочується назад у водоносні шари, отже, внесок у зростання рівня моря становить від 0,1 до 0,4 мм/рік. Дослідник [49] розглянув меншу кількість водоносних шарів, в результаті отримав меншу загальну величину видобування ґрунтових вод (0,17 мм/рік) [18].

Видобування ґрунтових вод являє собою вилучення підземних вод, які зберігаються у водоносних шарах. Дослідження проводили для об'єму щорічно вилучених ґрунтових вод на вибраних територіях [53]. Виявилось, що величина видобування ґрунтових вод дорівнює 0,55–0,64 мм/рік у період з 1990 до 1995 р., і тільки частина видобутої води робить свій внесок у стік; отже, зростання рівня моря становить 0,1–0,3 мм/рік, решта води використовується для споживання [16].

Збезлісіння сприяє зниженню сумарного випаровування, зменшує ґрунтову інфільтрацію і підвищує стік. Дослідження показують внесок у зростання рівня моря на величину 0,09 мм/рік унаслідок збезлісіння [16]. Інші дослідження внесок води внаслідок збезлісіння в зростання рівня моря оцінюють 0,14 мм/рік [49].

Секвестрація води у водосховищах і штучних озерах, не допускаючи її протікання в океани через гідрографічну мережу, здійснює значний негативний вплив на рівень моря. Дослідники [17] і [53] опублікували відомості, в яких йдеться про майже лінійний темп приросту місткості водосховищ, починаючи з 1950 р., які в середині 90-х досягли 6000 км^3 . Такий об'єм спричинить зниження глобального рівня моря приблизно на 0,3 мм/рік. Крім того, нещодавно збільшилось будівництво гребель, особливо в країнах, що розвиваються, вносячи ще 0,05 мм/рік у зниження рівня моря. Окрім прямої дії секвестрації води,

існують непрямі впливи внаслідок **випаровування та інфільтрації (витік бурового розчину)**. Останній вплив може бути важливим, хоч існує дуже мало даних для його кількісного вираження в світовому масштабі. Автор [29] визначив середній річний витік бурового розчину, що становить приблизно 5 % від об'єму водосховища. Інші дослідники визначають це як основу (з 10 % помилкою) і пропонують втрату води порівнювати до 0,56–0,81 мм/рік опускання рівня моря [16].

Термальне розширення (чи стеричне зростання рівня моря) спостерігається на всіх температурах океану і є одним з найголовніших внесків у зміни рівня моря протягом XX і XXI ст. [18].

Використовуючи глобальні дані з координатною прив'язкою [38], продемонстровано нерівномірне нагрівання Світового океану на величину 0,06 °C протягом останніх 50 років. В Тихому океані нагрівання значно збільшилось на початку 1970-х і в середині 1980-х. Індійський океан також істотно нагрівся, починаючи з 1960-х. Атлантичний океан демонструє дещо іншу поведінку: монотонний додатний тренд нагрівання з 1950 р. до початку 90-х, а потім різке збільшення нагрівання. Окрім того, лише в Атлантичному океані спостерігається значне нагрівання на глибинах нижче за 1000 м, на відміну від Тихого та Індійського океанів, де зміни в теплоємності трапляються на глибині 300 м. Автори [9] обчислили стеричний рівень моря для 1957–1994 рр., використовуючи 5-річні часові серії середньої температури [38] на глибині 0–3000 м території 65°N–50°S. Ця стерична зміна є причиною зміни і температури, і солоності. Величина стеричного зростання рівня моря для цього періоду сягає 0,55±0,07 мм/рік і лише 0,05 мм/рік є причиною галостеричної зміни (тобто 10 % від загального зростання). Результати цього дослідження узгоджуються з дослідженнями [18] для минулого століття, які основані на кліматичних моделях.

У наш час існує велика кількість різноманітних моделей для визначення океанічного термального розширення. Найпростіша і найчастіше згадувана в наукових дослідженнях одновимірна (глибина) модель UD, що представляє зміну температури океану з глибиною [50]. Використовуючи цю модель, найточніше визначили термальне розширення у період з 1880 до 1990 рр. – 43 мм (з діапазоном від 31 до 57 мм) [58]. Пізніші дослідження показали, що цієї моделі недостатньо для того, щоб відобразити поглинання тепла глибинами океану в столітніх часових маш-

табах. Автори [22] розробили двовимірну (широта–глибина, зонально усереднено) океанічну модель з фізичною природою, подібною до UD моделі. Найточніше визначення океанічного термального розширення упродовж останніх 100 років за допомогою цієї моделі становить 35 мм (з діапазоном від 22 до 51 мм). Дослідники [19] розробили субдукційну модель, в якій тепло проникає у внутрішню частину океану через процес адвекції.

Найприйнятнішим способом оцінювання термального розширення океану вважається використання AOGCM моделей (Atmosphere–Ocean General Circulation Model) [47]. Географічний розподіл змін рівня моря внаслідок змін густини і циркуляції також можна отримати з результатів AOGCM.

Результати глобального середнього термального розширення упродовж XX ст. наведені в табл. 4. Це означає, що протягом останніх 100 років середня тенденція зростання рівня моря внаслідок термального розширення – від 0,3 до 0,7 мм/рік [18].

Таблиця 4

**Оцінка зростання і прискорення зростання
глобального середнього рівня моря
внаслідок термального розширення у XX ст.
за різними моделями**

Назва моделі	Оцінка зростання рівня моря, мм/рік		Прискорення, мм/рік/століття
	1910–1990	1960–1990	
CGCM1 GS	0,48	0,79	0,7±0,2
CGCM2 GS	0,50	0,71	0,5±0,3
CSIRO Mk2 GS	0,47	0,72	1,1±0,2
CSM 1.3 GS	0,34	0,70	1,2±0,3
ECHAM4/OPYC3 GS	0,75	1,09	1,0±0,5
GFDL_R15_a GS	0,59	0,97	1,4±0,4
GFDL_R15_b GS	0,60	0,88	1,1±0,3
GFDL_R30_c GS	0,64	0,97	1,2±0,3
HadCM2 GS	0,42	0,60	0,8±0,2
HadCM3 GSIO	0,32	0,64	1,3±0,4
DOE PCM GS	0,25	0,63	0,8±0,4

Отже, термальне розширення – це один з найвагоміших внесків у зміну рівня моря чи океану.

Танення льодовиків і льодовикових покривів. Льодовики і льодовикові покриви є доволі чутливими до кліматичних змін. Часті зміни в їх масі зумовлюють вагомий внесок у розмір зростання рівня моря [18].

Деякі фізичні характеристики льоду на Землі наведені в табл. 5 [18].

Таблиця 5

Деякі фізичні характеристики льоду на Землі

Параметри	Льодовики	Льодові покриви	Льодовики і льодові покриви	Льодовий щит Гренландії	Льодовий щит Антарктиди
Кількість	>160000	70			
Площа (10 ⁶ м ²)	0,43	0,24	0,68	1,71	12,37
Об'єм (10 ⁶ м ³)	0,08	0,10	0,18±0,04	2,85	25,71
Еквівалент зростання рівня моря, мм/рік	0,24	0,27	0,50±0,10	7,20	61,10
Акумуляція (еквівалент рівня моря), мм/рік			1,90±0,3	1,4±0,1	5,1±0,2

До льодовиків і льодових покривів входять льодовики і льодові покриви на берегах Гренландії та Антарктичного півострова, загальна площа яких становить $0,14 \times 10^6 \text{ м}^2$ [59]. Загальна площа льодовиків і льодових покривів за межами Гренландії і Антарктиди становить $0,54 \times 10^6 \text{ м}^2$ [25]. В льодові щити Гренландії та Антарктиди входять льодовики і малі льодові покриви, а також донний лід.

Нещодавні дослідження показали, що, починаючи з 2002 р., танення антарктичних і гренландських льодовикових щитів набагато більше впливало на зростання рівня моря, ніж в ХХ ст. [57, 65]. Автори [57] проаналізували танення гренландських льодовиків упродовж 2002–2006 років і виявили набагато швидшу втрату льоду (особливо поблизу узбережжя і в південній частині Гренландії), ніж це висвітлювали попередні дослідження. Автори зробили висновок, що протягом цього періоду (2002–2006 рр.) Гренландія втратила близько $248 \pm 36 \text{ км}^3$, що еквівалентно $0,5 \pm 0,1 \text{ мм/рік}$ зростання рівня моря. Це більш ніж в два рази перевищує величину $0,21 \pm 0,07 \text{ мм/рік}$, вказану в ІРРС (2007) для періоду з 1993 до 2003 рр., і значно більше за величину $0,35 \text{ мм/рік}$, що являє собою глобальний середній річний внесок льодовикових щитів у період з 1992 до 2006 рр., який обчислили у [52]. Дослідники [57] зробили висновок, що льодовики Гренландії реагують на зміну клімату набагато швидше, ніж раніше вважали.

Найавторитетніші джерела кліматичних прогнозів – звіти Міжурядової групи експертів зі зміни клімату (ІРРС – Intergovernmental Panel on Climate Change), до якої входить група міжнародних науковців. Звіти містять компендіум різноманітних кліматичних спостережень і кліматичних моделей передбачень [16].

Оцінювання історичного внеску льодовиків у зростання рівня моря наведено в табл. 6. Автори визначили втрати маси в минулому, використовуючи зміни температури над сучасними територіями, вкритими льодовиками, і чутливість балансу маси [18].

У роботі [52] підсумували 11 досліджень, що стосуються балансу маси льодовиків. В результаті виявилось, що річні розміри втрат змінюються в діапазоні від -11 до 227 гігатонн, а це відповідно прирівнюється до значень $-0,03$ і $0,64 \text{ мм}$ зміни рівня моря.

Незважаючи на те, що льодовики і льодовикові покриви зосереджені на Півночі й на Півдні, їхній внесок в загальну картину зростання рівня моря чи океану є одним з найістотнішим.

Зміни осадкоутворень і акумуляції також впливають на баланс маси льодовика та інколи можуть домінувати. Переважно льодовики в морському кліматі чутливіші до зимової акумуляції, ніж до літніх умов [37].

Дослідники [56] стверджують, що вплив зміни опадів на зміни глобальної середньої маси льодовиків у ХХІ ст. становить тільки 5 % температурного впливу. Такі результати означають, що розвиток глобальної льодовикової маси контролюється істотніше температурними змінами, аніж змінами опадів. Зміни осадкоутворення можуть бути значущими в окремих місцевостях, а особливо там, де осадкоутворення спотворене змінами атмосферної циркуляції, як недавно у випадку з південними скандинавськими льодовиками [43].

Зміни осадкоутворення і акумуляції є глобальними, а за тривалістю своєї дії віковими, тобто тривають століттями або тисячами років.

Зміни солоності в океані також істотно впливають на локальну густину і, отже, на локальний рівень моря, але мало впливають на глобальну середню зміну рівня моря [18].

У дослідженні [9] встановлено, що глобальна середня зміна солоності (галостерична зміна) вносить $0,05 \text{ мм/рік}$ у зростання рівня моря для останніх 50 років. Ця величина на порядок нижча, ніж внесок термального розширення. З іншого боку, автори показали, що в регіональних масштабах внесок від зміни солоності може бути доволі значним, як, наприклад, у субполярних територіях Північно-Атлантичного океану, особливо в Лабрадорському морі, де він майже нейтралізує термостеричний внесок (внесок внаслідок термального розширення). Додатний внесок від зміни солоності в глобальну середню зміну рівня моря являє собою глобальне зниження солоності (зменшення випаровування, зростання осадів на територіях океанів чи кількості прісної води внаслідок річкового стоку в океани; точна частка кожного фактора маловідома) [16].

Таблиця 6

Оцінювання історичного внеску льодовиків у зростання глобального середнього рівня моря

Джерела	Період	Розмір зростання рівня моря, мм/рік	Примітки
[39]	1900–1961	$0,46 \pm 0,26$	
[55]	1965–1984	0,18	
[40]	1900–1961	0,40	
[64, 43]	1865–1990	$0,22 \pm 0,07$	Досліджувані температурні зміни і чутливості балансу маси, визначені з осадкоутворень в 100 регіонах
	1961–1990	0,30	
[25]	1961–1990	$0,25 \pm 0,10$	Середнє зважене для площі досліджуваного балансу маси для семи регіонів
[24]	приблизно 1945–1995	0,13	Досліджувався тільки арктичний баланс маси
[31]	1860 до 1990	0,15	Модель загальної циркуляції (GCM) змін температури з чутливістю балансу маси [64]
	1960 до 1990	0,26	

Конвертування об'єму середньої зміни солоності в еквівалентну кількість прісної води, доданої в Світовий океан, здійснено в дослідженні [9]. Автор виявив, що опріснення еквівалентне до зростання середнього рівня моря на величину $1,35 \pm 0,5$ мм/рік. Автор [41] використав середню зміну солоності [9] для того, щоб повторно оцінити масу прісної води, додану до океанів, застосовуючи різні методи обчислення і враховуючи плаваючий морський лід. Хоч танення морського льоду не збільшувало рівень моря, воно робило внесок у зниження солоності. Декілька досліджень опублікували дані про загальне зниження об'єму морського льоду в Північній півкулі в нещодавні десятиліття [46]. Однак точна величина танення морського льоду не відома. Автор [41] використав два екстремальні значення, рівні $135 \text{ км}^3/\text{рік}$ і $700 \text{ км}^3/\text{рік}$ у перерахунку на еквівалент прісної води. Це приводить до евстатичного зростання рівня моря на величину $1,4$ мм/рік, оснований на зміні солоності за останніх 50 років. Ймовірно, точний об'єм талого морського льоду – між цими двома крайніми значеннями. Для того, щоб коректно інтерпретувати зміну солоності внаслідок надходження прісної води в океани, потрібна більша кількість інформації про танення морського льоду. І навіть більше, потрібно обережно оцінювати минулі зміни солоності, тому що охоплення вимірюваннями є недостатнім, з декількома наборами даних у Північній півкулі та в Тихому океані, особливо вздовж узбереж [16].

Зміна солоності в океані є тим фактором, який мало впливає на глобальну середню зміну рівня моря, але його вплив на локальний рівень моря є істотним.

Зміна в океанічній циркуляції. Зміни в прибережній океанічній циркуляції і циркуляції у відкритому морі можуть істотно впливати на мінливість рівня моря і довгострокові тренди. Вітрові нагони, які є основними рушійними механізмами для течій у верхньому шарі океану до глибини близько 1000 м, впливають на динамічні зміни в нахилі морської поверхні, і через бокову адвекцію на теплову структуру і солоність верхнього шару океану. Обидва ефекти викликають зміни в рівні моря. Наприклад, десятирічні моделі рівня моря в тропічній частині Тихого океану показують стійку кореляцію між глибиною тропічного термокліна і зміни в пасатах [15]. Для типового континентального шельфу завширшки 10 км від узбережжя Британської Колумбії, результатом зростання (або спадання) зі швидкістю 10 см/с вздовж берегової течії, спрямованої до полюса, є підвищення (або зниження) прибережного рівня моря на величину 1 см.

Антропогенні внески. Як зазначає автор [18], внесок континентальної води в зміну рівня моря в ХХ ст. асоціюють з людською діяльністю. Він змінюється в діапазоні від $-1,1$ до $0,4$ мм/рік, з центральною величиною $-0,35$ мм/рік (тобто являє собою зниження рівня моря) [49].

Дослідники заново переглянули головні антропогенні процеси, що можуть видозмінювати водосховища наземної води. У послідовності зменшення значущості це: будівництво дамб і водосховищ,

зрошення, урбанізація, видобування підземних вод, збезлісіння і спалювання викопних видів палива. Антропогенні впливи на наземний кругообіг води спотворюють зміну рівня моря:

$$SLS = (G + U + CD + D + WE) - (RE + I), \quad (2)$$

де SLS – зміна рівня моря; G – зміна рівня моря внаслідок видобування підземних вод; U – зміна рівня моря внаслідок збільшеного стоку через урбанізацію; CD – зміна рівня моря у результаті вивільнення води внаслідок згорання викопних видів палива і розкладання біомас; D – зміна рівня моря внаслідок збезлісіння; WE – зміна рівня моря внаслідок дренажу зволених земель; RE – зміна рівня моря внаслідок затоплення водосховищ; I – зміна рівня моря внаслідок зрошення. Слід пам'ятати, що лише водосховища і зрошення вносять від'ємну величину в зростання рівня моря (тобто являють собою зниження рівня моря), всі інші чинники є позитивними (тобто являють собою зростання рівня моря) [16].

В іншому дослідженні визначено додатний приріст у розмірі $0,54$ мм/рік у зростання середнього рівня моря упродовж останніх 60 років внаслідок видобування підземних вод, збезлісіння і дренажу зволених земель (додатні компоненти) і наповнення водосховищ (від'ємні компоненти).

Збільшене випаровування над водосховищами і сумарне випаровування над зрошуваними землями можуть підвищити середню концентрацію водяної пари в атмосфері принаймні локально чи регіонально на безводних територіях, хоча більшість цієї води знову повернеться до ґрунту у вигляді опадів, частина з яких потім стече в океан. Невелика частина (точна кількість не встановлена) все ще залишається в атмосфері. Точне визначення цієї невеликої частини потребує подальших досліджень. Але, якщо припустити, що лише 10 % залишається в атмосфері, то отримаємо зниження середнього рівня моря в розмірі $0,57$ мм/рік із сумарного випаровування над зрошуваними землями, та інші $0,05$ мм/рік з випаровування над водосховищами.

Зрошення є іншим процесом, що потенційно сприяє опусканню рівня моря. Фактично, зрошення є головним споживачем світових прісноводних ресурсів (до 70 %, згідно з даними Світового інституту ресурсів, 1998, див. <http://www.wri.org>). Що стосується водосховищ, втрата води внаслідок зрошення відбувається в результаті просочування в ґрунт і сумарного випаровування через культивування рослин. Інфільтрація води в землю призведе до опускання рівня моря на величину $0,4$ – $0,5$ мм/рік, тоді як сумарне випаровування здійснить внесок у розмірі $0,12$ мм/рік [16].

У дослідженні [30] встановлено, що сумарне випаровування води зі зрошених земель призводить до зростання вмісту атмосферної води, і, отже, до зниження рівня моря на величину $0,14$ – $0,15$ мм/рік. Але інші дослідники вважають, що ця величина переоцінена, тому що це означає зростання глобального вмісту води, що міститься у тропосфері, в ХХ ст. [18].

Розглядаючи вищеописані процеси, можемо зауважити, що водосховища і зрошення – це два великі джерела внеску в опускання рівня моря: $-1 \pm 0,2$ мм/рік – для водосховищ і $-0,56 \pm 0,1$ мм/рік – для зрошення. Серед чинників, які роблять додатний внесок у зростання рівня моря, найбільшими є: урбанізація ($0,34 \pm 0,04$ мм/рік) і видобування ґрунтових вод ($0,2 \pm 0,1$ мм/рік). Результуючий вплив є від’ємним (опускання рівня моря), становить $-0,91 \pm 0,45$ мм/рік. Значна похибка, приблизно 50 % оціненого впливу, відображає відсутність глобальної кількісної інформації про розглянуті процеси. Визначена величина ($-0,91$ мм/рік) значно більша, ніж $-0,35 \pm 0,70$ мм/рік, як її визначено у [18].

У табл. 7 наведено оцінювання величин наземних водних запасів. Середні значення упродовж 1910–1990 рр. отримали, об’єднуючи десятирічні середні величини та використовуючи часову діаграму внесків визначених.

Інші дослідники наводять обчислені внески різноманітних компонентів зростання рівня моря протягом ХХ ст. (табл. 8, рис. 3). Сума цих внесків для ХХ ст. змінюється у діапазоні від $-0,8$ мм/рік до $2,2$ мм/рік, із середньою величиною $0,7$ мм/рік [18].

Похибки моделей можуть бути недооцінені через можливі систематичні похибки в моделях. Показники Гренландії та Антарктиди для ХХ ст. отримані з моделей льодовикових щитів, тому що спостереження

не можуть відрізнити впливи ХХ ст. і довгоперіодичні впливи [18].

Геодинамічний вплив. GIA (Glacial Isostatic Adjustment – льодовикове ізостатичне коректування) у деяких регіонах світу продовжує призводити до глобальних змін в абсолютних середніх рівнях моря, відзначено також різниці у відносних рівнях моря на територіях, розміщених поблизу. В деяких частинах світу, таких як Скандинавія і Арктика, GIA-впливи на відносний рівень моря є все ще доволі істотними з екстремальним значенням падіння відносного рівня моря до 10 мм/рік.

Оскільки тала вода тече назад в океани, це призводить до інтенсивного навантаження материкових окраїн. GIA також робить внесок у слабко-виражені ефекти через обертання Землі. Вікова зміна в динамічній сплющеності Землі (J_2), яка пов’язана з екваторіальною опуклістю Землі, що виникає під час обертання навколо полярної осі, спостережувана протягом 25 років (до 1998 р.), може деякою мірою стосуватися цієї післяльодовикової ізостатичної реакції. На початку 2001 р. під час дослідження часових серій сплющеності виявилось, що вони повернулися до своїх тенденцій, які спостерігались до 1998 р. Зміщення в масі земної кори асоціюють із землетрусом, який стався 26 грудня 2004 року в Індонезії (з магнітудою 9,3), що також вплинуло на обертоту швидкість Землі.

Таблиця 7

Оцінювання величин наземних водних запасів

	Зростання рівня моря для 1990 р., мм/рік				Середня величина 1910–1990 рр., мм/рік	
	[49]		[18]		min	max
	min	max	min	max		
Добування підземних вод	0,17		0,1	1,0	0,0	0,5
Озера	0,2		0,0	0,2	0,0	0,1
Акумуляція у водосховищах	-0,70	-0,35	-0,7	-0,3	-0,4	-0,2
Інфільтрація з водосховищ	-0,84	-0,42	-0,8	-0,4	-0,5	-0,2
Сумарне випаровування	0,0		-0,1	0,0	-0,1	0,0
Інфільтрація зі зрошення	0,0		-0,5	0,0	-0,2	0,0
Об’єм стоку внаслідок урбанізації	0,0		0,0	0,4	0,0	0,1
Збезлісіння	0,14		0,1	0,14	0,1	0,1
Разом			-1,9	1,0	-1,1	0,4

Таблиця 8

Обчислені значення компонентів зростання рівня моря за допомогою спостережень і моделей, усереднені за 1910–1990 рр., мм/рік

	Мінімум, мм/рік	Середнє значення, мм/рік	Максимум, мм/рік
Термальне розширення	0,3	0,5	0,7
Льодовики і льодовикові покриви	0,2	0,3	0,4
Гренландія – впливи ХХ ст.	0,0	0,05	0,1
Антарктида – впливи ХХ ст.	-0,2	-0,1	0,0
Льодовикові щити – корекція з часу останнього льодовикового максимуму	0,0	0,25	0,5
Багаторічна мерзлота	0,00	0,025	0,05
Осадове нашарування	0,00	0,025	0,05
Наземні водосховища	-0,1	-0,35	0,4
Разом	-0,8	0,7	2,2
Визначено зі спостережень	1,0	1,5	2,0

Відносний рівень моря також може змінюватись внаслідок геодинамічних процесів коротших часових масштабів: від декількох секунд до хвилин (як у випадку із землетрусами), чи починаючи від декількох років до десятиліть (у ситуаціях повільної деформації земної кори). Деформація земної кори, подібно до тієї, яка спостерігається на о. Ванкувер, може сягати декількох міліметрів за рік. Швидкі зміни в рівнях

води упродовж періоду, що триває від декількох хвилин до годин, що асоціюються з цунами, можуть досягти максимальної висоти приблизно 10 м на визначених територіях на південному узбережжі о. Ванкувер і майже 1 м на більше загороджених водоймах, таких як, наприклад, протока Джорджія. У табл. 9 охарактеризовано процеси, що впливають на зміну рівня моря [30].

Таблиця 9

Характеристика процесів, що впливають на зміну рівня моря

Процес	Величина, мм/рік	Період, років
<i>А. Льодовиково-евстатичні</i>	10 (приблизно) ~1-2	Перші ~7000 років танення льодовика Останні 150 років
<i>Б. ВРЗК</i> <i>Довгохвильові процеси на глибині 100-1000 км</i>		
Льодовиково-ізостатичні зміни	±1-10	10 ⁴
Осідання шельфу – охолодження океанічної літосфери, водне навантаження	0,03	10 ⁷ -10 ⁸
Осадкоутворення шельфу	0,02-0,05	10 ² -10 ⁶
<i>Короткохвильові процеси на глибині <100 км</i>		
Неотектонічні рухи	±10	10 ² -10 ⁴
Дельтові осадкоутворення	1-5	10-10 ⁴
<i>В. Антропогенна діяльність</i>		
Гідрологічні зміни циклу	-1,6	<100
Осідання внаслідок видобування підземних вод/газу/нафти (локальний масштаб)	2-10	<100
<i>Г. Впливи океану-атмосфери</i>	Амплітуда, см	
Геострофічні течії	1-100	1-10
Низькочастотні атмосферні впливи	1-4	1-10
El Niño	10-50	3-8

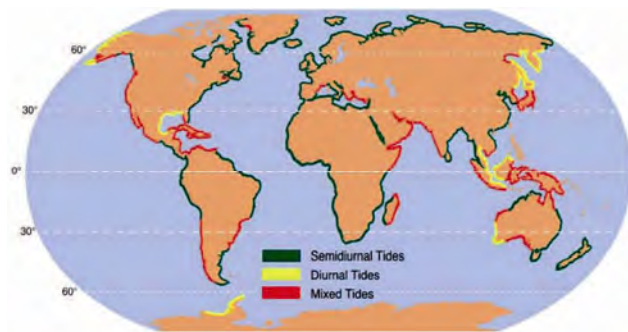


Рис. 2. Типи припливів уздовж Світового узбережжя

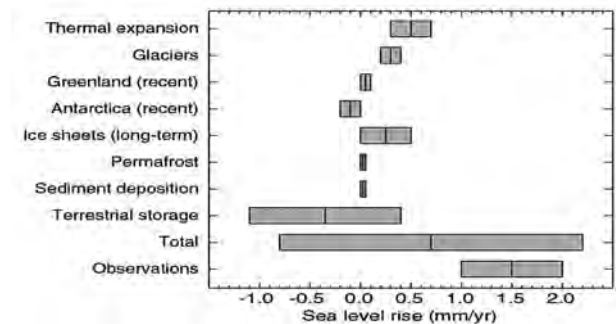


Рис. 3. Діапазони похибок для середньої величини зростання рівня моря за 1910-1990 рр. і розраховані внески внаслідок різних процесів [18]

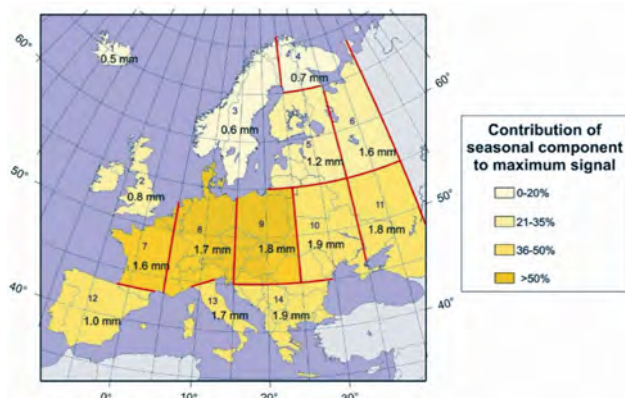
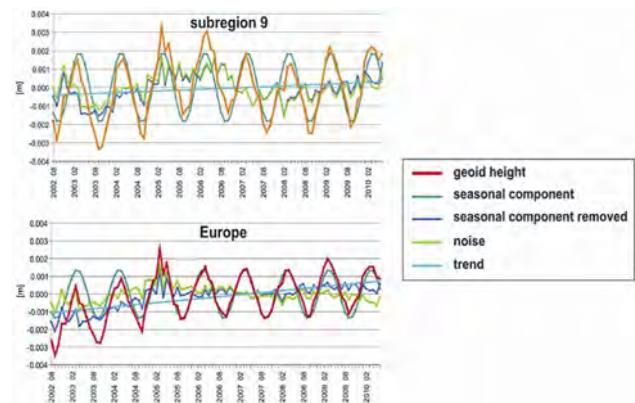


Рис. 4. Часові зміни висот геоїда згідно з дослідженнями [36]



Як видно з аналізу табл. 8, льодовиково-евстатичні процеси, льодовиково-ізостатичні зміни, неотектонічні рухи та осідання внаслідок видобування підземних вод/газу/нафти дають найбільшу величину внеску в зміну водної поверхні.

Зміни геоїда спричинені змінами у навантаженні льоду/води і перерозподілом внутрішніх мас з в'язкопружної реакції Землі на зміни в навантаженні. Тому взаємозв'язок між змінами в рівні моря, геоїда та твердої Землі виклали в стилі "гравітаційної послідовності", розв'язуючи так зване "рівняння рівня моря" [26]. "Гравітаційна послідовність" означає, що обчислена поверхня океану (що є еквіпотенціальною поверхнею збуреного гравітаційного поля, тобто геоїда) узгоджена із внутрішніми і зовнішніми перерозподілами мас.

Використовуючи результати спостережень місії GRACE [36], встановили зміни висот геоїда у 14 субрайонах, на які була поділена територія Європи. Автор вказує на те, що зміни висот геоїда, визначені на регіональному масштабі, можуть істотно відрізнятися від тих, які отримані в локальному масштабі. На основі результатів спостережень було встановлено, що амплітуда сезонної зміни висот геоїда для Європи коливається в межах від 0,5 до 1,9 мм (рис. 4).

Зміна об'єму осадових нашарувань та просідання земної кори. Упродовж значного періоду часу (більшого, ніж 10^6 років) динамічні процеси мантії призвели до змін у розмірі та об'ємі океанічних басейнів, внаслідок того, що осадові нашарування зменшують об'єм басейну. Ці зміни впливають на рівень моря, але вони незначні за величинами: 0,01 мм/рік [45], за іншими дослідженнями становлять 0,05 мм/рік [32].

Значне просідання земної кори відбувається на багатьох світових дельтах як результат накопичення осадових порід і їх повільного стиснення. Ці ефекти переважно локальні за протяжністю й часто можуть перевищувати регіональні геодинамічні тренди чи тренди глобального рівня моря. Хоча постійний приріст осадових відкладів з річок буде компенсований стисненням на глибині й літосферним нагромадженням у процесі природних змін, людська діяльність часто призводить до переведення нових осадових порід з дельти в річковий басейн. Як результат, дельта продовжує повільно осідати, але без компенсації нових відкладів. Найвідомішим прикладом є дельта річки Міссісіпі та впливи цього тривалого осідання та Новий Орлеан. Дослідники [23] обчислили середні величини осідання для дельти річки Міссісіпі в розмірі приблизно 6 мм за рік, а оцінювання величин осідання для Нового Орлеану дало значення, вищі за 29 мм/рік. Дельта р. Фрайзер (Британська Колумбія, Канада) також осідає на декілька міліметрів за рік, призводячи до зростання відносних рівнів моря у деяких регіонах дельти.

Мареографи виконують високоточні вимірювання миттєвого положення рівня моря. Але для дослідження вертикальних рухів земної кори необхідні

довгоперіодичні часові серії спостережень. Точність визначення швидкостей середнього рівня моря за допомогою мареографічних спостережень залежить від їхньої тривалості. Необхідна тривалість мареографічних спостережень для досягнення цієї точності не є однаковою на всій території Європи. Ця тривалість змінюється залежно від географічного розташування і коливається в межах 30–69 років. Для території Фенноскандії ця тривалість 40–69 років, для мареографів, розташованих у Бельгії, Нідерландах, Німеччині, – 37–58 років. Мареографам, які розташовані на території Іспанії, потрібно 30–41 рік спостережень для досягнення поставленої точності визначення вертикальних зміщень [54].

Спостереження за рівнем моря зазвичай показують значні регіональні коливання внаслідок дії геодинамічних процесів та змін в океанічній і атмосферній циркуляції. Найбільші внески в зростання рівня моря здійснюють термальне розширення, спричинене нагріванням океанів, і втрата об'єму льоду, розташованого на суші (танення льодовиків, льодовикових покривів та льодовикових шапок).

Найменш істотні внески роблять горіння тропічних лісів, спалювання викопних видів палива, осадкоутворення, будівництва дамб, річковий стік/розлив тощо. Виокремлено фактори, які сприяють підвищенню рівня моря, зниженню, а також наведено ті, які однаковою мірою можуть сприяти і підвищенню, і зниженню рівня.

Під час створення моделей ВРЗК необхідно враховувати вплив тих факторів, які найшвидше діють на водну поверхню. Спробуємо приблизно оцінити вплив кожної з груп факторів, які ми класифікували за масштабом. Для прикладу в табл. 10 наведемо кількісні характеристики кожного з факторів. Для тих факторів, щодо яких відсутня інформація про швидкість (мм/рік) внеску в зростання чи зниження рівня моря, ми навели величину впливу на водну поверхню (м).

Якщо підсумувати швидкості внеску в зростання рівня моря у кожній з груп за абсолютною величиною, отримаємо значення 2,89 мм/рік. Ця величина є співмірною зі швидкістю зміни рівня моря на території Європи, обчисленою за результатами мареографічних спостережень (2,56 мм/рік) [54]. Незначна розбіжність може бути пов'язана з тим, що мареографічні часові серії містять дві складові: океанографічну (пов'язану зі змінами в океані) та складову вертикального руху земної кори (оскільки самі прилади розташовані на суші).

Вплив факторів з випадковим (наприклад, цунамі, землетруси, сейші) та періодичним характером прояву (припливи і відпливи, зміна атмосферного тиску), можна знівелювати, продовживши період спостереження. Фактори із систематичним проявом (наприклад, тектонічне підняття/опускання, післяльодовикова віддача, танення льодовиків та льодовикових покривів) потребують найбільшої уваги та аналізу, оскільки вони найістотніше впливають на водну і земну поверхні.

Кількісні характеристики факторів, що впливають на зміну рівня моря

Масштаб (місце дії)		
Глобальний	Регіональний	Локальний
Припливи (0,2–10 м)	Вітри і штормові нагони (до 5 м)	Річковий стік/розлив (0,09 мм/рік)
Атмосферний тиск (-0,7 до 1,3 м)	Зміна течій (до 1 м)	Зрошення земель (-0,56±0,1 мм/рік)
Випаровування (0,62 мм/рік)	Ель-Ніньйо (до 0,6 м)	Сейші (до 2 м)
Осадкоутворення (0,05 мм/рік)	Північно-Атлантичне коливання	Цунамі (до 10 м)
Зміна густини води (до 1 м)	Південне десятилітнє коливання	Озера (0,1 мм/рік)
Зміна об'єму океанічних басейнів	Післяльодовикова віддача (-0,3 мм/рік)	Акумуляція у водосховищах (-0,2 мм/рік)
Зміна висот геїда (міліметри)	Землетруси (до 10 м)	Спалювання викопних видів палива (0,03 мм/рік)
Термальне розширення океану (0,7 мм/рік)	Зміна маси льоду (0,3±0,1 мм/рік)	Витік бурового розчину
Океанічна циркуляція	Тектонічне підняття/опускання	Будування дамб (-0,05 мм/рік)
Солоність	Видобування підземних вод (0,20±0,1 мм/рік)	
Урбанізація (0,34±0,04 мм/рік)	Горіння тропічних лісів (0,01 мм/рік)	
	Збезлісіння (0,1 мм/рік)	
	Інфільтрація з водосховищ (-0,2 мм/рік)	
	Будування водосховищ (-1±0,2 мм/рік)	
	Танення льодовиків і льодовикових покривів (0,3 мм/рік)	
Разом:	1,71 мм/рік	Разом:
	-0,59 мм/рік	Разом:
		-0,59 мм/рік

Висновки

1. Розроблена класифікація факторів, які впливають на зміну рівня морів та океанів. Вона відрізняється від класифікації, запропонованої у [6], тим, що охоплює більшу кількість факторів, та детальнішим поділом на групи за спільними ознаками. Ми пропонуємо поділ на групи за часовими, просторовими, кліматичними та іншими ознаками. Виокремлено фактори, які сприяють підвищенню рівня моря, зниженню, а також виділено ті, які однаковою мірою можуть сприяти і підвищенню, і зниженню рівня. Вказано числові параметри факторів та можливу величину внеску в зміну рівня моря та океану.

2. Встановлено, що спостереження за рівнем моря зазвичай показують значні регіональні коливання внаслідок дії геодинамічних процесів та змін в океанічній і атмосферній циркуляції. Найбільші внески в зростання рівня моря здійснюють термальне розширення, спричинене нагріванням океанів, і втрата об'єму льоду, розташованого на суші (танення льодовиків, льодовикових покривів та льодовикових шапок). Найменш істотні внески – горіння тропічних лісів, спалювання викопних видів палива, осадкоутворення, будування дамб, річковий стік/розлив тощо.

3. Запропоновані класифікації охоплюють значну кількість факторів, що впливають на зміну водної поверхні. Детальніший поділ дає змогу розділити їх за такими спільними ознаками, як, наприклад, місце і тривалість їх прояву, природа та характер дії. Виокремлено систематичні, випадкові та періодичні фактори, а також фактори, які сприяють підвищенню рівня моря, зниженню, а також ті, які однаковою мірою можуть сприяти і підвищенню, і зниженню рівня.

4. Обчислено сумарний вплив факторів на глобальному, регіональному та локальному рівнях. Ця величина (2,89 мм/рік) співмірна з величиною швидкості зміни рівня моря на території Європи, обчисленою за результатами мареографічних спостережень (2,56 мм/рік) у дослідженні [54]. Незначна розбіжність

може бути пов'язана з тим, що мареографічні часові серії містять дві складові: океанографічну (пов'язану зі змінами в океані) і складову вертикального руху земної кори (оскільки самі прилади розташовані на суші).

Література

1. Андрианова О. Р. Зміни рівня Світового океану в системі “океаносфера–атмосфера–гідросфера–поверхня суходолу” / О. Р. Андрианова // Український географічний журнал. – 2014. – № 1. – С. 14–20.
2. Короновський Н. В. Основы геологии: учеб. для географ. спец. вузов / Н. В. Короновский, А. Ф. Якушова. – М.: Высш. шк., 1991. – 416 с.
3. Малинин В. Н. Изменения уровня Мирового океана и климат / В. Н. Малинин // Сб. трудов международной школы-конференции молодых ученых, аспирантов и студентов “Изменение климата и окружающая среда”. – СПб.: Гранд, 2005. – 392 с.
4. Русов В. Д. Вплив північноатлантичної осциляції на часовий розподіл опадів: метод вейвлет-розкладання / В. Д. Русов та ін. // Український антарктичний журнал. – 2007/2008. – № 6–7. – С. 150–156.
5. Сидоренко М. З. Межгодовые колебания системы атмосфера–океан–Земля / М. З. Сидоренко // Природа. – 1999. – № 7. – С. 26–34.
6. Щербак С.С. Изучение современных изменений уровня океана в Северной Атлантике.
7. Ambaum M. H. P. Arctic oscillation or North Atlantic oscillation? / M. H. P. Ambaum, B. J. Hoskins, D. B. Stephenson // Journal of Climate 14. – 2001. – P. 3496–3507.
8. Andersson H. Influence of long-term regional and large-scale atmospheric circulation on the Baltic sea level / H. Andersson // Tellus Series A. Dynamic Meteorology and Oceanography. – 2002, 54. – P. 76–88.

9. Antonov J. I. Ocean temperature and salinity impact on sea level rise during 1957–1994 / J. I. Antonov, S. Levitus, T. P. Boyer EOS Trans. // AGU, 81, Fall Meet Suppl., Abstract, 2000, U61B–03–2000.
10. Bacon S. A connection between mean wave height and atmospheric pressure gradient in the North Atlantic / S. Bacon, D.J.T. Carter // International Journal of Climatology 11, 1993. – P. 545–558.
11. Bindoff N. L. Observations: oceanic climate change and sea level / N. L. Bindoff, J. Willebrand, V. Artale, A. Cazenave, J. M. Gregory, S. Gulev et al. // IPCC Fourth Assessment Report, 2007.
12. Bingley R. Monitoring the vertical land movement component of changes in mean sea level using GPS: results from tide gauges in the UK / R. Bingley, A. Dodson, N. Penna, N. Teferle and T. Baker // Journal of Geospatial Engineering, V. 3, No. 1, 2001. – P. 9–20.
13. Bosch W. The 1997 sea surface height anomaly of the North Atlantic subpolar gyre / W. Bosch // Global and Regional Sea-level Changes and the Hydrological Cycle – IGBP/GAIM Report No. 8, EGS Vening Meinesz Conference No. 1, 1999. – 13 p.
14. Bouin M. N. Land motion estimates from GPS at tide gauges: a geophysical evaluation / M. N. Bouin and G. Wöppelmann // Geophysical Journal International, 2010. 180, 193–209 doi: 10.1111/j.1365–246X.2009.04411.x.
15. Carton J. A. Sea level rise and the warming of the oceans in the Simple Ocean Data Assimilation (SODA) ocean reanalysis / J. A. Carton, B. S. Giese, S. A. Grodsky // J. Geophys. Res.: 110, 2005, C09006. – Режим доступу : <http://www.atmos.umd.edu/~carton/pdfs/cartonet05.pdf>.
16. Cazenave A. Present-day sea level change Observations and causes / A. Cazenave, R. S. Nerem // Rev. Geophys., 42, RG3001, 2004, doi: 10.1029/2003RG000139.
17. Chao B. F. Anthropogenic impact on global geodynamics due to reservoir water impoundment / B. F. Chao // Geophys. Res. Lett., 22(24), 1995. – P. 3529–3532.
18. Church J. A. Changes in sea level / J. A. Church et al. // Climate Change: The Scientific Basis, edited by J. T. Houghton et al. Cambridge Univ. Press, New York. 2001. – P. 639–694.
19. Church J. A. A model of sealevel rise caused by ocean thermal expansion / J. A. Church, J. S. Godfrey, D. R. Jackett and T. J. McDougall // Journal of Climate, 4(4), 1991. – P. 438–56.
20. Cotton P. D. North Atlantic wave climate variability and the North Atlantic oscillation index / P. D. Cotton, P. G. Challenor // In Proceedings of the Ninth ISOPE Conference. Brest, May 30–June 4, 1999, Vol. 3; 153–157.
21. David T. Pugh. Tides, Surges and Mean Sea-Level.
22. De Wolde J. R. Projections of global mean sea level rise calculated with a 2D energy-balance climate model and dynamic ice sheet models / J. R. De Wolde, P. Huybrechts, J. Oerlemans and R. S. W. Van de Wal. // Tellus, 49A, 1997. – P. 486–502.
23. Dixon T. H. Space geodesy: subsidence and flooding in New Orleans / T. H. Dixon, F. Amelung, A. Ferretti, F. Novali, F. Rocca, G. Sella, S.–W. Kim, S. Wdowinski and D. Whitman // Nature: 441, 2006. – P. 587–588.
24. Dowdeswell J. A. The mass balance of circum-Arctic glaciers and recent climate change / J. A. Dowdeswell, J. O. Hagen, H. Björnsson, A. F. Glazovsky, W. D. Harrison, P. Holmlund, J. Jania, R. M. Koerner, B. Lefauconnier, C.S.L. Ommanney and R.H. Thomas // Quaternary Research, 48, 1997. – P. 1–14.
25. Dyurgerov M. B. Mass balance of mountain and subpolar glaciers: a new assessment for 1961–1990 / M. B. Dyurgerov and M. F. Meier // Arctic and Changes in Sea Level, 685, Alpine Research, 29, 1997. – P. 379–391.
26. Farrell W. E. On postglacial sea-level / W. E. Farrell and J. A. Clark // Geophys. J., 46, 1976 – P. 79–116.
27. Gaudio C. Del. Unrest episodes at Campi Flegrei: a reconstruction of vertical ground movements during 1905–2009 / C. Del Gaudio, I. Aquino, G. P. Ricciardi, C. Ricco, R. Scandone // Journal of Volcanology and Geothermal Research, 195, 2010. – P. 48–56.
28. Gill A. E. The theory of the seasonal variability in the ocean / A. E. Gill, P. D. Niller // Deep-Sea Research 20, 1973. – P. 141–177.
29. Gleick P. H. Environmental consequences of hydroelectric development. The role of facility size and type / P. H. Gleick // Energy, 17(8), 1992. – P. 735–747.
30. Gornitz V. Monitoring sea level changes / V. Gornitz // Climatic Change 31: 1995. – P. 515–544.
31. Gregory J. M. Simulated future sea level rise due to glacier melt based on regionally and seasonally resolved temperature changes / J. M. Gregory, and J. Oerlemans // Nature, 391, 1998. – P. 474–476.
32. Harrison C. G. A. Long-term eustasy and epeirogeny in continents of sea level change / C. G. A. Harrison // National Research Council Surveys in Geophysics. 1990. – P. 141–158.
33. Hilmer M. Evidence for a recent change in the link between the North Atlantic oscillation and Arctic sea ice export / M. Hilmer, T. Jung // Geophysical Research Letters 27(7), 2000. – P. 989–992.
34. Hurrell J. W. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation / J. W. Hurrell // Science, 269, 1995. – P. 676–679.
35. Ihde J. Report of the International Association of Geodesy 2007–2011.
36. Krynski J., Kloch-Glowka G., Szelachowska M. On variability of geoid in Europe, Symposium of the IAG Subcommission for Europe (EUREF) held in Paris, France, 6–8 June 2012, 2012. – Режим доступу: <http://www.euref-iag.net/symposia/2012Paris/05-01-Krynski.pdf>.
37. Kuhn M. Mass budget imbalances as criterion for a climatic classification of glaciers / M. Kuhn // Geogr. Annaler, 66A, 1984. – P. 229–238.
38. Levitus S. Warming of the World Ocean / S. Levitus, J. I. Antonov, T. P. Boyer and C. Stephens // Science, 287, 2000. – P. 2225–2229.

39. Meier M. F. Contribution of small glaciers to global sea level / M. F. Meier // *Science*, 226, 1984. – P. 1418–21.
40. Meier M. F. Ice, climate and sea level: do we know what is happening? / M. F. Meier // *Ice in the climate system*, Peltier, W.R. (ed.), NATO ASI Series I, Springer–Verlag, Heidelberg, 1993. – P. 141–160.
41. Munk W. Ocean freshening, sea level rising / W. Munk // *Science*, 300, 2003. – P. 2041–2043.
42. Murray T. Climate change: Greenland's ice on the scales / T. Murray // *Nature*: 443, 2006. – P. 277–278.
43. Oerlemans J. Comments on “Mass balance of glaciers other than the ice sheets”, by J. Graham Cogley and W. P. Adams / J. Oerlemans // *J. Glaciology*, 45, 1999. – P. 397–398.
44. Olsson Per–Anders. On modelling of postglacial gravity change. Thesis for the degree of doctor of philosophy. – Department of Earth and Space Sciences Chalmers University of Technology. Gothenburg, Sweden 2013.
45. Open University. Waves, tides and shallow–water processes // *Open University Oceanography Series Vol. 4.* – Pergamon Press, Oxford, in association with the Open University, 1989. – 187 p.
46. Rothrock D. A. Thinning of the Arctic sea–ice cover / D. A. Rothrock, Y. Yu and G. A. Maykut // *Geophys. Res. Lett.*, 26(23), 1999. – P. 3469–3472.
47. Russell G. L. Regional sea level changes projected by the NASA/GISS atmosphere–ocean model / G. L. Russell, V. Gornitz and J. R. Miller // *Climate Dynamics*, 16, 2000. – P. 789–797.
48. Sacher M., Gunter L. Short description of the European vertical reference system and its realizations // *EUREF symposium 2015*, June 03–05, Leipzig, Germany.
49. Sahagian D. Global physical effects of anthropogenic hydrological alterations: Sea level and water redistribution / D. Sahagian // *Global Planet. Change*, 25, 2000. – P. 39–48.
50. Schlesinger M. E. and Jiang X. Simple model representation of atmosphere–ocean GCMs and estimation of the timescale of CO₂ induced climate change // M. E. Schlesinger and X. Jiang // *J. Climate*, 3, 1990. – P. 1297–1315.
51. Schönwiese C.–D. Climate Trend Atlas of Europe Based on Observations 1891–1990 / C.–D. Schönwiese and J. Rapp // *Kluwer Academic Publishers*, Dordrecht, 1997. – 228 p.
52. Shepherd A. Recent sea–level contributions of the Antarctic and Greenland ice sheets / A. Shepherd and D. Whingham // *Science*: 315, 2007. – P. 1529–1532.
53. Shiklomanov A. I. Comprehensive assessment of the fresh water resources of the world: Assessment of water resources and water availability in the world: report, *World Meteorol. Organ.* – Geneva, Switzerland, 1997.
54. Tretyak K. Study of vertical movements of the European crust using tide gauge and GNSS observations / K. Tretyak, S. Dosyn // *Reports on Geodesy and Geoinformatics*, 97 (2014), 112–131, DOI: 10.2478/rgg–2014–0016.
55. Trupin A. S. Effects of melting glaciers on the Earth's rotation and gravitational field: 1965–1984 / A. S. Trupin, M. F. Meier and J. M. Wahr // *Geophys. J. Intern.*, 108, 1992. – P.1–15.
56. Van de Wal. Modelling the response of glaciers to climate change, applying volume area scaling in combination with a high-resolution GCM / R. S. W. Van de Wal and M. Wild // *IMAU Report R–01–06*, Utrecht University, Netherlands, 2001.
57. Velicogna I. Acceleration of Greenland ice mass loss in spring 2004 / I. Velicogna and J. Wahr // *Nature*: 443, 2006, p. 329–331.
58. Warrick R. A. Changes in Sea Level / R. A. Warrick, C. Le Provost, M. F. Meier, J. Oerlemans, P. L. Woodworth // *Climate Change 1995, The Science of Climate Change* / J. T. Houghton, L. G. Meira Filho, B. A. Callander, N. Harris, A. Klattenberg, K. Maskell (eds.). Cambridge University Press, 1996. – P. 359–405.
59. Weidick A. Local glaciers surrounding continental ice sheets / A. Weidick and E. Morris // W. Haerberli, M. Hoesle and S. Suter (eds.); *Into the second century of world glacier monitoring? Prospects and strategies. A contribution to the IHP and the GEMS* / Prepared by the World Glacier Monitoring Service, 1996.
60. Woodworth P. L. Trends in U.K. mean sea level / P. L. Woodworth // *Marine Geodesy*, 11, 1987. – P. 57–87.
61. Wolfgang A. and Ihde J. Germany Definition and Realization of Vertical Reference Systems – The European Solution EVRS / EVRF 2000 – FIG XXII International Congress Washington, D. C. USA, April 19–26, 2002.
62. Zervas C. Estimating Vertical Land Motion from Long-Term Tide Gauge Records / C. Zervas, S. Gill and W. Sweet // *Technical Report National Ocean Service (NOS) CO–OPS 065*, 2013. – 22 p.
63. Zhongwei Y. Analysis of the relationship between the North Atlantic Oscillation and sea–level changes in Northwest Europe / Y. Zhongwei, M. N. Tsimplis and D. Woolf // *International Journal of Climatology*. 24: 743–758, 2004, DOI: 10.1002/joc.1035
64. Zuo Z. Contribution of glacier melt to sea level rise since AD 1865: a regionally differentiated calculation / Z. Zuo and J. Oerlemans // *Climate Dynamics*, 13, 1997. – P. 835–845.
65. Zwally H. J. Mass changes of the Greenland and Antarctic ice sheets and shelves and contributions to sea level rise: 1992–2002 / H. J. Zwally, M. B. Giovinetto et al. // *J. Glaciology*: 51, 2005. – P. 509–527.

**Мареографічний метод визначення
вертикальних рухів земної кори – аналіз
впливу природних і техногенних факторів**
С. Досин

Пояснено важливість та актуальність моніторингу рівня океанів та морів. Спостереження за рівнем моря – це не лише метод дослідження зміни рівня морів та океанів, це й метод дослідження рухів земної кори на прибережних територіях. Наведено методики визначення параметрів

вертикальних рухів земної кори на основі даних рівня моря. Висвітлено фактори, які впливають на зміну рівня водної поверхні. Вказано числові параметри факторів та можливу величину внеску кожного з них в зміну рівня моря. Здійснено класифікацію факторів, що впливають на зміну рівня океанів та морів.

Мареографический метод определения вертикальных движений земной коры – анализ влияния природных и техногенных факторов

С. Досин

Объяснено важность и актуальность мониторинга уровня океанов и морей. Наблюдение за уровнем моря – это не только метод исследования изменения уровня морей и океанов, это и метод исследования движений земной коры на прибрежных территориях. Приведены методики определения параметров вертикальных движений земной коры на основе данных уровня моря. Освещены факторы, влияющие на изменение уровня водной поверхности. Указано числовые параметры

факторов и возможную величину вклада каждого из них в изменение уровня моря. Проведена классификация факторов, влияющих на изменение уровня океанов и морей.

Tide gauge's method for determining vertical crustal movements – analysis of the impact of natural and anthropogenic factors

S. Dosyn

The importance and relevance of monitoring of the oceans and seas is explained. Observations of sea level – is not only a method of investigating changes in the seas and oceans this is the method of study crustal movements in coastal areas. Methods for determining the parameters of vertical crustal movements based on sea level are made. Factors that influence on change of water surface is described. Numerical parameters specified factors and possible value contribution of each of them in sea level change are presented. Classification of factors affecting the change in the level of the oceans and seas is made.

Ази геодезичної освіти



О. І. Мороз
ТОПОГРАФІЯ
Навчальний посібник.
Видавництво Львівської політехніки, 2016. 220 с.
ISBN 978-617-607-880-7

- топографічне знімання класичними способами з використанням сучасних оптичних приладів
- сучасні методи оброблення результатів польових топографічних робіт та методи геодезичних робіт, які використовувалися раніше

Для студентів першого курсу напрямку «Геодезія, картографія та землеустрій»

І. С. Тревого, Т. Г. Шевченко, О. І. Мороз.
Підручник.
Друге видання, перероблене та доповнене.
Видавництво Львівської політехніки, 2009. 484 с.
ISBN 978-966-553-761-8

- відлікові пристрої геодезичних приладів
- прилади для вимірювання віддалей
- тахеометри і кіпрегелі, наземні лазерні сканери

І. С. Тревого, Т. Г. Шевченко, О. І. Мороз.
Практикум.
Третє видання, перероблене та доповнене.
Видавництво Львівської політехніки, 2012. 240 с.
ISBN 978-617-607-220-1

- відомості з геометричної оптики
- будова сучасних точних оптичних теодолітів
- приклади роботи електронними тахеометрами

Кожний із підрозділів є окремою лабораторною роботою з програми курсу «Геодезичні прилади».

