

**МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ**

МЕТОДИЧНІ ВКАЗІВКИ

до самостійної роботи магістрів та виконання практичних
робіт з дисципліни

**ВПЛИВ КЛІМАТИЧНИХ ЗМІН НА ГАЛУЗІ
ЕКОНОМІКИ УКРАЇНИ**

Модуль "Кліматичні зміни у морському середовищі"
ПДВ – ГМ-14

«Узгоджено»

на факультеті магістерської та аспірантської
підготовки

Декан _____ Боровська Г.О.

«Затверджено»

на засіданні каф. океанології та морського
природокористування

Протокол № 3 від «31» 08 _____ 2015р.

Зав. кафедрою

проф. Тучковенко Ю.С. _____

Одеса 2015

**МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ**

МЕТОДИЧНІ ВКАЗІВКИ

до самостійної роботи магістрів та виконання практичних
робіт з дисципліни

**ВПЛИВ КЛІМАТИЧНИХ ЗМІН НА ГАЛУЗІ
ЕКОНОМІКИ УКРАЇНИ**

Модуль "Кліматичні зміни у морському середовищі"

ПДВ – ГМ-14

Одеса 2015

**МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ**

МЕТОДИЧНІ ВКАЗІВКИ

до самостійної роботи магістрів та виконання практичних
робіт з дисципліни

**ВПЛИВ КЛІМАТИЧНИХ ЗМІН НА ГАЛУЗІ
ЕКОНОМІКИ УКРАЇНИ**

Модуль "Кліматичні зміни у морському середовищі"

ПДВ – ГМ-14

«Затверджено»

на факультеті магістерської та аспірантської
підготовки ОДЕКУ

Декан _____ Боровська Г.О.

Одеса 2015

Методичні вказівки до самостійної роботи студентів та виконання практичних робіт при вивченні дисципліни „Вплив кліматичних змін на галузі економіки України” (модуль "Кліматичні зміни у морському середовищі") денної форми навчання рівень вищої освіти – «магістр», ПДВ – ГМ-14 / Рубан І.Г. – Одеса, ОДЕКУ, 2015. – 62 с.

ЗМІСТ

1	ЗАГАЛЬНА ЧАСТИНА	4
1.1	Передмова.....	4
1.2	Зміст дисципліни «Вплив кліматичних змін на галузі економіки України»	4
1.3	Перелік навчальної літератури.....	6
1.4	Перелік знань та вмінь студента.....	7
2	ОРГАНІЗАЦІЯ САМОСТІЙНОЇ РОБОТИ СТУДЕНТА	8
2.1	Загальні поради.....	8
2.2	Повчання по вивченню теоретичної частини курсу.....	8
2.2.1	Повчання по вивченню теми 1.....	8
2.2.2	Повчання по вивченню теми 2.....	15
2.2.3	Повчання по вивченню теми 3.....	19
2.2.4	Повчання по вивченню теми 4.....	25
2.2.5	Повчання по вивченню теми 5.....	33
2.2.6	Повчання по вивченню теми 6.....	41
2.3	Повчання по виконанню індивідуального завдання	47
2.4	Повчання по виконанню практичної частини курсу.....	48
2.4.1	Практична робота 1.....	55
2.4.2	Практична робота 2.....	58
3	ОРГАНІЗАЦІЯ КОНТРОЛЮ ЗНАНЬ ТА ВМІНЬ СТУДЕНТІВ	60
3.1	Методика оцінки всіх видів підготовки студентів.....	60
3.2	Перелік базових знань та вмінь.....	61

1 ЗАГАЛЬНА ЧАСТИНА

1.1 Передмова

Навчальна дисципліна „Вплив кліматичних змін на галузі економіки України” є однією з дисциплін підготовки студентів освітньо-кваліфікаційного рівня – магістр за напрямком «Гідрометеорологія»

Однією з основних задач регіональної кліматології є дослідження змін гідрологічного режиму внутрішніх морів під впливом кліматичних і антропогенних факторів. У модулі "Кліматичні зміни у морському середовищі" розглянуті ці зміни у причорноморському регіоні. Замкненість Чорного і Азовського морів, обмежений водообмін з Світовим океаном, а також розвинута промислова інфраструктура на узбережжі суттєво підвищують залежність гідрологічного режиму і структури їх вод від антропогенного впливу і регіональних прояв глобальних кліматичних змін.

Модуль "Кліматичні зміни у морському середовищі" дисципліни „Вплив кліматичних змін на галузі економіки України” базується на тих знаннях і вміннях, які вже були отримані в курсах «Фізика океану», «Кліматологія», «Морські гідрологічні прогнози», «Екологія моря», «Економіка г/м забезпечення». У подальшому може використовуватися у дипломному проектуванні.

Дисципліна «Вплив кліматичних змін на галузі економіки України» належить до циклу вибіркових в системі природничо-наукових дисциплін і є однією з важливих частин кліматології для спеціальності за напрямком «Гідрометеорологія» – океанологія, 8.040103.

Мета дисципліни – ознайомлення з сучасним станом та перспективами досліджень нинішних та прогнозованих кліматичних змін та пов'язаних з цим загроз сталому розвитку суспільства. Основну увагу приділено аналізу моделей і інтерпретації результатів спостережень на регіональному рівні, а саме на території України.

1.2 Зміст дисципліни «Вплив кліматичних змін на галузі економіки України»

Теоретична частина:

ВСТУП.

- Тема 1. Клімат і його вплив на господарську діяльність.
- Тема 2. Роль океану в змінах клімату.
- Тема 3. Спостережувані зміни кліматичної системи.
- Тема 4. Майбутня глобальна і регіональна зміна клімату.
- Тема 5. Кліматичні зміни гідрологічного циклу Чорного моря.
- Тема 6. Кліматичні зміни гідрологічного циклу Азовського моря.

Індивідуальне завдання.

Практична частина:

- Тема 1 Аналіз кліматичних змін рівня моря.
- Тема 2 Аналіз кліматичних змін температури моря

1.3 Перелік навчальної літератури

Основна

- 1 Конспект лекцій: „Вплив кліматичних змін на галузі економіки України”. Змістовний модуль: "Кліматичні зміни у морському середовищі" Автор Рубан І.Г. (електронна версія). – Одеса: ОДЕКУ, 2015. – 62 с.
- 2 Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР Т. 4. Черное море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия / под ред. А.И. Симонова и Э.И. Альтмана. - Л.: Гидрометеоиздат, 1991. - 430 с.
- 3 Ильин, Ю.П., Фомин, В.В., Дьяков, Н.Н., Горбач, С.Б. 2009. Гидрометеорологические условия морей Украины. Т. 1. Азовское море. Севастополь: «Экоси-гидрофизика», 402 с.
- 4 Вайновский П.А., Малинин В.Н. 1992. Методы обработки и анализа океанологической информации, Л., Изд.ЛГМИ, 136 с.
- 5 Полонский А.Б. Роль океана в современных изменениях климата. – Київ, Наукова Думка. - 2008. 182 С.
- 6 Шестоपालов и др. 2011. Глобальные и региональные изменения климата, Киев, Ника-центр, 447 с.
- 7 Лялько В.И. (отв.ред.), 2010. Изменения земных систем в Восточной Европе, Киев, Фолиант, 581 с.
- 8 Climate Change 2001, 2001b. Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel of Climate Change, McCarthy J. J., Canziani O. F., Leary N. A., et al. (eds.), Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press, 1032 p.
- 9 Степаненко С.М. 2012. Динаміка та моделювання клімату, Одеса, 327с.
- 10 www.library-odeku.16mb.com
- 11 <http://www.ipcc.ch>

2 Додаткова

1. Блатов А.С. Булгаков Н.И., Иванов В.А. и др. Изменчивость гидрофизических полей Черного моря. - Л. Гидрометеоиздат, 1984. - 240 с.
2. Будыко М. И., Израэль Ю. А. (ред.), 1987. Антропогенные изменения климата, Л., Гидрометеоиздат.
3. Горячкин Ю.Н., Иванов В.А. Уровень Черного моря: прошлое, настоящее и будущее. – Севастополь, 2006. – 210 с.
4. Израэль Ю. А., 1979. Экология и контроль состояния природной среды, Л., Гидрометеоиздат, 375 с

5. Киотский протокол к Конвекции об изменении климата // UNEP/IUC Int. Environment House 15, chemin des Anemones CH-1219. — Chatelaine, Switzerland, 1997. - С. 1-33.
6. Коротаев Г.К О причине сезонного хода циркуляции Черного моря // Мор. гидрофиз. Журн. - 2001, - №6. - С. 14-20.
7. Полонский А.Б., Ловенкова Е.А, Тренд температуры и солёности деятельного слоя в Черном море во второй половине XX века и его возможные причины // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. - 2004. - Т. 40. № 6. - С. 832-841.
8. Bayer T.P., Antonov J.L, Levitus S. and Locarnini R. Linear trends of salinity for the world ocean, 1955-1998 // Geophys. Res. Lett - 2005. - Vol. 32. – P. 32-76
9. Hoffert M.I., Caldeira K., Covey C. et al Solar variability and the Earth's climate // Nature. - 1999. - **401**, N 6755. - P. 764.
10. Schneider S.H. Kyoto protokol: The unfinished agenda. An Editorial Essay // Clim. Change. - 1998. - **39**, N 1, P. 1-21.
11. http://climate2013.org/images/report/WG1AR5_SPM_brochure_ru.pdf

1.4 Перелік знань та вмінь студента

В результаті вивчення даного модуля дисципліни магістри повинні знати:

- характеристики сучасного гідрологічного режиму північно-західної частини Чорного і Азовського морів;
- основні природні та антропогенні чинники, що впливають на мінливість цих характеристик;
- тенденції змін цих характеристик у останні роки;
- кліматичні зміни гідрологічного циклу Чорного моря;
- кліматичні зміни гідрологічного циклу Азовського моря;
- можливі наслідки кліматичних змін на господарчу діяльність у регіоні та їх вплив на морські екологічні системи.

В результаті вивчення даного модуля дисципліни магістри повинні вміти:

- проводити аналіз часових та просторових рядів спостережень;
- оцінювати тенденції у змінах гідрометеорологічних елементів, встановлювати причини цих змін;
- використовувати різні методи оцінки сучасних змін екстремальності клімату;
- проводити аналіз кліматичних змін рівня моря;
- проводити аналіз кліматичних змін температури моря.

2 ОРГАНІЗАЦІЯ САМОСТІЙНОЇ РОБОТИ СТУДЕНТА

2.1 Загальні поради

Студент вивчає тему та відповідає на контрольні запитання. При виникненні запитань студент звертається до викладача. Якщо з даної теми є практична робота, він приступає до виконання практичного завдання. Під час аудиторних практичних занять викладач проводить усне опитування з нижче наведених тем.

Метою даних методичних вказівок є допомога студенту при самостійному вивченні дисципліни та підготовці до практичних робіт.

Для самостійного вивчення дисципліни рекомендовано користуватися навчальною літературою, яка є в бібліотеці університету та на кафедрі океанології та морського природокористування. Поточна та підсумкова оцінка рівня знань студентів здійснюється за модульною системою. Теми теоретичної частини методичних вказівок відповідають розділам робочої програми.

2.2 Повчання по вивченню теоретичної частини курсу

2.2.1 Повчання по вивченню теми 1: «Клімат і його вплив на господарську діяльність»

ЛІТЕРАТУРА [1: С. 4-8, 11]

У результаті засвоєння теми студенти повинні знати:

- поняття «клімат» і його природна мінливість;
- антропогенний вплив на глобальний клімат;
- зміни клімату та їх можливі наслідки;
- реакції систем на зміни клімату.

Клімат і його природна мінливість

Приведемо пояснювальне формулювання Міжурядової групи експертів по зміні клімату (МГЕЗК), яке достатнє для розв'язку прикладних завдань.

Клімат звичайно розуміється, як "середня погода", а більш строго — як її статистичний опис у термінах середніх значень і мінливості відповідних гідрометеорологічних величин у межах деякого періоду часу — від місяців до тисячоріч. Згідно з рекомендаціями Всесвітньої метеорологічної організації (ВМО), класичний період — тридцять років. У якості таких величин найчастіше фігурують параметри температури, опадів і вітру в приповерхневому шарі атмосфери.

В "доіндустріальну" еру (умовно — до 1750 г.), коли людина не мала "технологічної" можливості скільки-небудь суттєво впливати на глобальні процеси, глобальний клімат складався в ході взаємодії зовнішніх факторів (в основному, випромінювання Сонця) і орбітальних факторів (положення Землі щодо Сонця й орієнтація земної осі стосовно площини її орбіти) із кліматичною системою Землі. Остання, згідно з визначенням РКЗК (Рамкова конвенція ООН про зміну клімату (Стаття 1), є "сукупність атмосфери, гідросфери, біосфери й геосфери і їх взаємодія". Взаємодія згаданих природних факторів із кліматичною системою Землі формувала її клімат.

Клімат Землі ніколи не був постійним. Навіть при відсутності антропогенних впливів він помітно мінявся. Ці природні зміни були також дуже помітними й в останні 2000 років.

Антропогенний вплив на глобальний клімат

Парниковий ефект, відкриття якого відбулося ще у 1861 р. в роботах Тіндалла, був згодом серйозно досліджений вченими у зв'язку з можливістю його посилення через антропогенні викиди парникових газів.

Наявність передумов до антропогенного потепління клімату (посилення природнього парникового ефекту через антропогенні емісії парникових газів), потепління клімату, що вже відбулося (воно видно з даних моніторингу клімату) і його можливі негативні наслідки привели до росту уваги до цієї проблеми у світовому науковому співтоваристві, у тому числі й з боку вітчизняних наукових шкіл.

Питання регулювання антропогенного впливу на клімат також інтенсивно розробляються. При цьому досліджуються не тільки критичні границі вмісту парникових газів в атмосфері й можливі програми (сценарії) обмеження їх емісій, але й інші активні впливи на глобальний клімат, зокрема, привнесення в атмосферу сульфатних аерозолів для збільшення альбедо атмосфери. На міжнародному рівні Міжурядова група експертів по зміні клімату підготувала кілька оцінних доповідей про зміну клімату, його наслідках і можливостях зм'якшення антропогенного впливу на глобальний клімат. У цей час уже вийшла П'ята оцінна доповідь (Climate Change 2013) — див. також <http://www.ipcc.ch>. Ці доповіді містять досить повне й об'єктивне зведення результатів наукових публікацій (монографій, статей, доповідей) за відповідний період часу, а також результати "неполітизованого синтезу" отриманої інформації.

Зміни клімату і їх можливі наслідки

Які-небудь параметри клімату — середнє значення температури або сума опадів, розкид поточних значень щодо цих середніх, частоти

екстремальних значень (тобто більших заданих верхніх границь або ж менших заданих нижніх границь), тренди температури й опадів і т.д. — для даної області фізичного простору в різні періоди часу можуть різнитися по природних і антропогенних причинах.

Серед природних причин зміни глобального клімату в часі, зовнішніх стосовно кліматичної системи Землі, — варіації потоку сонячної енергії, що надходить в атмосферу Землі, і варіації потоку сонячної енергії, відбитою земною поверхнею й збіглої назад у космос (пов'язані із циклічними змінами нахилу екліптики й відмінностями в значеннях альbedo земної поверхні на різних широтах).

Серед антропогенних причин зміни глобального клімату — додаткові емісії кліматично активних речовин — парникових газів (найважливіші з яких — діоксид вуглецю CO_2 , метан CH_4 , закис азоту N_2O) і деяких аерозолів. Збільшення їх концентрації в атмосфері приводить до зміни здатності горизонтальних шарів атмосфери пропускати променисту енергію на різних частотах. Внаслідок цього міняється бюджет енергії, специфічний на різних висотах, що викликає зміну вертикального розподілу температури, зокрема, потепління або похолодання в приповерхньому шарі атмосфери, а також зміну інших його параметрів. Збільшення концентрації парникових газів в атмосфері приводить до потепління; це — антропогенне посилення парникового ефекту.

З початком індустріальної ери до природних причин зміни клімату, що обумовлюють його природню мінливість, додалися антропогенні причини — антропогенна емісія парникових газів і аерозолів, а також зміна альbedo земної поверхні при зміні землекористування.

Зміна клімату — будь-яка зміна клімату в часі внаслідок його природньої мінливості або ж діяльності людини. Це — визначення МГЕЗК, що відрізняється від прийнятого РКЗК — Рамковою конвенцією ООН про зміну клімату. РКЗК визначає "зміна клімату" як "викликане прямо або побічно діяльністю людини, що змінює склад атмосфери в глобальному масштабі. Ця зміна є доповненням до природньої мінливості клімату, спостережуваної протягом відповідних періодів часу".

По оцінках МГЕЗК, до кінця ХХ століття середня глобальна температура в приповерхневому шарі збільшилася на $0,6^\circ\text{C}$ стосовно рівня середини — кінця ХІХ століття (Climate Change 2001, 2001a).

Помітні зміни клімату й в Україні. Так, наприклад, за останні 100 – 120 років середньорічна приземна температура підвищилася приблизно на $0,6\pm 0,1^\circ\text{C}$ у середньому по території України, причому в північних і південно-східних регіонах – на $1,0\pm 0,2^\circ\text{C}$, а в південних і південно-західних районах – на $0,5\pm 0,1^\circ\text{C}$.

Виявилося загальне вирівнювання кліматичного поля річних сум опадів. У північно-західних регіонах України, де річна сума опадів була досить високою (650-750 мм/рік), вона поменшалася приблизно на 10-15%, а в південно-східних регіонах, де річна сума опадів була відносно низкою (350-450 мм/рік) – підвищилася приблизно на 10%. Виявлене збільшення кількості опадів у деякі місяці літнього періоду в південно-західних регіонах, і, навпаки, їхнє зменшення для цих місяців у південних і південно-східних регіонах. Установлене також різке зниження кількості опадів у весняні місяці, особливо в травні й восени, переважно у вересні.

Слід зазначити, що, говорячи про клімат XXI століття й майбутніх століть, ми в принципі не можемо мати про нього точних відомостей. Адже клімат Землі міняється як по природнім, так і по антропогенним причинам, а в близькому майбутньому довгостроковий точний прогноз обох компонентів неможливий. Якщо природні зміни зв'язані в основному з орбітальними факторами й варіаціями інтенсивності сонячного випромінювання, так що є підстави сподіватися на поліпшення розуміння їх впливу коли-небудь, то антропогенний компонент залежить від соціально-економічних факторів. Їх точно передбачити на період більш 100 років навряд чи можливо в принципі. Тому для відповідного аналізу залучають поняття "сценарій" розвитку світової соціально-економічної системи.

Сценарій — правдоподібний й часто спрощений опис розвитку подій у майбутньому, заснований на погодженій і внутрішньо несуперечливій безлічі припущень про рушійні сили й основні взаємозалежності.

Кожному сценарію розвитку світової соціально-економічної системи відповідає своя траєкторія глобальних антропогенних емісій парникових газів в атмосферу й, як наслідок, — специфічний характер антропогенного збурювання природньої зміни їх концентрацій в атмосфері й клімату Землі.

Неможливість довгострокового прогнозу (на 100 років і більш) соціально-економічного розвитку й, як наслідок, траєкторій емісій кліматично активних речовин привела до введення в науковий побут терміна "перспективна оцінка" або "проекція" (в англійській літературі — projection). По суті, це — умовний прогноз, тобто прогноз при певних прийнятих умовах, при певному сценарії майбутнього антропогенного впливу на кліматичну систему, у рамках якого відбувається зміна досліджуваної величини.

Однак клімат — фізичне явище. Тому його зміни самі по собі не можуть бути сприятливими, несприятливими, небезпечними і т.д. Ці й подібні категорії відбивають оцінку змін клімату людиною, виходячи з

його ціннісних уявлень, тобто є ціннісними судженнями. До того ж такі явища звичайно є суб'єктивними й різняться для різних регіонів, країн і груп населення. Вони залежать, зокрема, від рівня економічного розвитку, укладу життя й культурних традицій.

МГЕЗК у своїй Синтезуючій доповіді до Третьої оцінної доповіді (Climate Change 2001) приводить основні п'ять причин для занепокоєння у зв'язку зі зміною клімату (ці п'ять категорій МГЕЗК зберегла й у наступних оцінних доповідях):

— унікальні системи й системи, що перебувають в загрозовому положенні;

- екстремальні явища погоди;
- розподіл впливів;
- глобальні агрегировані впливи;
- широкомасштабні порушення.

Зміни клімату в ХХІ столітті й у більш віддаленій перспективі, очікувані в умовах збереження й (або) збільшення сучасного обсягу антропогенної емісії парникових газів в атмосферу, можуть привести до несприйнятливих ризиків і небезпекам, пов'язаним з об'єктами або ж процесами цих п'яти категорій.

Реакції систем на зміну клімату

У розділі пояснюється ряд основних понять і термінів, що належать до впливу зміни клімату на природні системи й поновлювані ресурси.

Чутливість — ступінь, якому система може бути порушена (сприятливим або ж несприятливим образом) впливом, зв'язаним з зміною клімату. Ефект може бути прямим (наприклад, зміна врожаю сільськогосподарських рослин внаслідок зміни середніх або ж діапазону значень температури, або ж її мінливості) або непрямим (наприклад, зміна збитку через збільшення частоти повеней внаслідок підйому рівня моря).

Адаптаційна здатність — здатність систем до пристосування до зміни клімату (включаючи його мінливість і екстремальні явища), що веде до зменшення потенційного збитку, використанню сприятливих можливостей або ж до подолання наслідків.

У літературі зустрічаються наступні асоційовані з адаптацією терміни:

— попереджуючі адаптації (ті, що відбуваються до того, як вплив починає проявлятися);

- реактивні адаптації (ті, що відбуваються після того, як вплив виявився);
- автономні адаптації (ті, що не є наслідком усвідомленої відповідної дії людей, а лише природньою реакцією систем);
- плановані адаптації (результат прийняття людьми усвідомлених відповідних заходів);
- частки адаптації (ті, що вживають на індивідуальному рівні й відповідні до приватних цілей);
- суспільні адаптації (ті, що вживають на рівні суспільства й відповідні до суспільних цілей).

Уразливість характеризує той ступінь, у якому система чутлива до зміни клімату й не в змозі впоратися з несприятливими впливами мінливого клімату (включаючи його мінливість і екстремальні явища). Уразливість системи залежить від типу, величини й швидкості кліматичних змін, в умовах яких перебуває система, її чутливості й адаптаційної здатності.

Взаємовідношення категорій чутливості, адаптаційної здатності й уразливості можна виразити наступною символічною формулою

$$\text{Уразливість} = \frac{\text{чутливість}}{\text{адаптаційна здатність}}$$

Уразливість тим більше, чим більше чутливість при заданій адаптаційній здатності, а збільшення останньої при заданій чутливості зменшує уразливість.

Ризик — категорія, що одвічно вживалась в аналізі економічних і політичних рішень у наступному змісті: якщо відомі ймовірності (fX_n) подій X_1, X_2, \dots, X_N (повна система подій — сума ймовірностей рівна 1), а також грошові оцінки збитку $D(X_n)$, що виникають при кожній події (негативні значення збитку відповідають виграшу!), то ризик $R(X_n)$ при кожній події X виміряється добутком $R(X_n) = D(X_n) f(X)$. Цей підхід до оцінки ризиків — risk assessment - давно вийшов за межі економіки й широко вживається в прикладних розділах інших наук, у тому числі кліматології й екології. При цьому збиток виміряється рідко в грошових одиницях, а частіше — у натуральних або ж умовних.

Виконання прикладних оцінок наслідків зміни клімату в аспекті їх допустимості було запропоновано засновувати на реакціях ключових уразливих елементів (key vulnerabilities) кліматичної й соціально-економічної систем. Такі елементи мають наступні властивості: висока чутливість до зміни клімату, обмежена адаптаційна здатність і важливість для процесу прийняття рішень в області регулювання антропогенного

впливу на клімат. Зміни клімату впливають на всі сторони життя людини, у тому числі на його здоров'я, господарську діяльність і якість навколишнього середовища — на все те, що становить добробут людини (HWB — Human Well Being). Оскільки виконання оцінок вимагає масштабних досліджень і роботи мереж моніторингу, для чого необхідні відповідні ресурси, виникає питання про пріоритетність тих систем, для яких такі оцінки будуть виконуватися. Якщо в глобальному масштабі слід приділяти увагу насамперед наслідкам зміни клімату для самої кліматичної системи — океанічним течіям, полярним льодовим щитам, глобальним біогеохімічним циклам, то при аналізі на національному рівні це становить лише певну, хоча й істотну, частину проблеми. Тут пріоритети зміщуються ближче до аспектів добробуту людини, до завдань сталого розвитку країн. У зв'язку із цим на національному рівні доцільно більшою мірою фокусувати увагу на те, що широко визнаються важливими у "вимірюваних" компонентах HWB. Ними є WENAB — Water, Energy, Health, Agriculture, Biodiversity, тобто вода, енергія, здоров'я (людини), сільське господарство й біорозмаїття. Концепція WENAB була представлена на Всесвітньому саміті по сталому розвитку в Йоганнесбурзі в 2002 р., де одержала широку підтримку.

При виборі в якості критеріїв була використана, реалізована або ж потенційна можливість кліматогенних змін цих систем вплинути на наступне:

- 1) гідрометеорологічна безпека;
- 2) умови проживання й здоров'я населення;
- 3) господарська інфраструктура;
- 4) ресурси;
- 5) функціонування й біорозмаїття природних екосистем;
- 6) кліматоутворюючі й біосферні функції природних систем.

Якщо критерії 1-5 безпосередньо асоціюються з компонентами WENAB, то критерій 6 сприяє виявленню істотних зворотних зв'язків — наприклад: зміна клімату, що відбулася або здатна відбутися на території країни, здатна вплинути на глобальну кліматичну систему Землі (наприклад, зміна альbedo земної поверхні внаслідок зсуву границь рослинних зон або ж зміна потоку діоксиду вуглецю й метану з територій, де відбувається або очікується зміна термічного режиму багаторічної мерзлоти).

Функціонування технічних господарських об'єктів (технічні спорудження, транспорт і т.д.) може підтримуватися людиною в умовах мінливого клімату нехай навіть ціною значних витрат. Однак ми не зможемо навіть при значних витратах абсолютно виключити можливості кліматозалежних інфекційних захворювань, гарантувати високі врожаї в сільському господарстві й достаток водних ресурсів, легкі умови

господарювання в прибережних зонах морів. У цих процесах є не зовсім керовані людиною фізичні й біологічні компоненти й тому адаптаційна здатність оцінюється як середня. Що стосується природних систем, то типово екологічні мають середню адаптаційну здатність (там є процеси, що компенсують небажані наслідки, — заміщення одних видів іншими в умовах мінливого клімату, наприклад), а фізичні системи — низьку.

ПИТАННЯ ДО САМОКОНТРОЛЮ:

- 1 Дайте визначення поняттям «клімат», «зміна клімату», «сценарій».*
- 2 Вкажіть природні і антропогенні причини змін клімату.*
- 3 Дайте визначення поняттям «чутливість», «адаптаційна здатність», «уразливість», «ризик».*
- 4 Що таке концепція WENAB*
- 5 Які засоби зі зменшення антропогенного навантаження на кліматичну систему Землі ви вважаєте доцільними?*

2.2.2 Повчання по вивченню теми 2: «Роль океану в змінах клімату»

ЛІТЕРАТУРА [1: С. 11-13, 5, 7]

У результаті засвоєння теми студенти повинні знати:

- механізми впливу океану на клімат;
- що таке явище Ель-Ніньо і його вплив на кліматичну систему Землі;
- першочергові завдання вивчення мінливості Світового океану.

Океан відіграє ключову роль у формуванні змін кліматичної системи. Не дивно тому, що протягом останніх 25-30 років реалізовано кілька найбільших океанографічних програм, присвячених вивченню ролі океану в змінах клімату. Під терміном "клімат" у цей час звичайне розуміють осереднене за часовий проміжок 30 років характеристики системи океан-атмосфера-літосфера-кріосфера-біосфера. Умовно виділяють два основні типи причин кліматичних змін — зовнішні й внутрішні. До зовнішніх ставляться космічні фактори (зміна сонячної постійної й приливні зміни), зміни оптичних властивостей атмосфери, викликувані виверженням вулканів, і парниковий ефект антропогенного походження. Внутрішні причини обумовлені змінами усередині самої кліматичної системи в результаті взаємодії океану, атмосфери, літосфери й біоти.

На масштабах від декількох років до декількох десятиліть зміна сонячної постійної становить (за супутниковим даними) близько 0,1 % і,

очевидно, мало впливає на кліматичні варіації. У метеорологічній літературі досить широко поширене твердження про прямий вплив сонячної активності на атмосферні процеси, внаслідок чого в земних спектрах є нібито чітко виражені складові з періодами 5,5, 11 і 22 року. Однак узагальнений аналіз даних, проведений А.С. Моніним, показує, що 11-літній цикл і його складові фіксуються лише в невеликому (не більш 20 %) кількості випадків. Найчастіше це пов'язане з неточністю оцінки спектральної щільності при порівняно невеликому обсязі вибірки.

Вплив приливних коливань на зміни клімату, за твердженням деяких фахівців, досить велике. Проте, більшість фахівців не розділяють цієї точки зору.

Виверження великих вулканів (типу Кракатау, Пінатубо, Ель-Ічон) приводять до зниження глобальної температури на 0,1 - 0,2°C протягом приблизно 1 року. Таким чином, вони досить ефективно впливають на кліматичну систему. Такі великі виверження відбуваються нечасто (часовий проміжок між ними становить від десятка до декількох десятків - ста років). Тому їх вплив на межрічні зміни кліматичної системи звичайно невеликі.

Антропогенне обумовлений парниковий ефект, найбільш виражений в індустріальний період, особливо протягом останніх 150 років, оцінюється в 0,6°C за 100 років (за останнім даними - в 0,74 °C/100 років) у середньому по всій земній кулі. Однак переконливих підтверджень його впливу на кліматичні зміни межрічно - десятилітнього масштабів поки не отримане. Одні дослідники вважають, що такий вплив може бути досить великим, інші сумніваються в його ефективності. Саме тому слід розглядати внутрішні механізми кліматичної мінливості, і в першу чергу взаємодію океану, атмосфери й літосфери.

Теплові впливи океану на атмосферу (особливо внаслідок великої термічної інерції океану й реалізації прихованого тепла при випарі) трансформують циркуляцію атмосфери, а вона, у свою чергу, управляє циркуляцією океану. Найбільш яскравий приклад зв'язаних коливань у системі океан-атмосфера — явище Ель-Ніньо: ослаблення пасатних вітрів у тропічній зоні Тихого океану приводить до ослаблення апвелінгу й формуванню великомасштабних аномалій полів температури й зональних течій в екваторіальній зоні Тихого океану. Це обумовлює глобальний атмосферний відгук і супроводжується кліматичними змінами в різних регіонах земної кулі.

Зменшення (збільшення) планетарного альбедо (A) безпосередньо викликає збільшення (зменшення) засвоєної кількості сонячного тепла $Q(1 - A)$ і як результат - потепління (похолодання) клімату. При цьому реалізується позитивний зворотний зв'язок наступного типу: при потеплінні (похолоданні) площа снігового й льодового покриву й

відповідне альbedo зменшуються (збільшуються), що приводить до росту первинної аномалії, поки не ввімкнуться негативні зворотні зв'язки. Одна з них проявляється в збільшенні (зменшенні) випару, хмарності й альbedo атмосфери з ростом (падінням) температури нижньої тропосфери, що зменшує первісну аномалію.

Крім згаданих вище механізмів важливу роль у низькочастотних коливаннях клімату може відіграти парниковий ефект природного походження. Дійсно, він створюється в результаті присутності в атмосфері газів, що поглинають довгохвильове теплове випромінювання поверхні Землі, але пропускають короткохвильову сонячну радіацію. До них відносяться водяна пара й вуглекислий газ, а також метан, оксид азоту (1), фреони, озон, аміак і т.д. При цьому нижня атмосфера нагрівається, а верхня охолоджується. У цей час внаслідок парникового ефекту середня глобальна температура приповерхнього повітря на Землі становить близько 15°C - на 2°C вище, чим була б (при фіксованому альbedo) температура променистої рівноваги без парникових газів (17 °C). Лише близько 1/4 парникового ефекту обумовлене наявністю CO₂. Головним парниковим газом на Землі є водяна пара, концентрація якого в атмосфері визначається швидкістю випару з поверхні Світового океану й кількістю опадів, що випадають, а також хмарності. Разом з тим, (у результаті господарської діяльності людини) усе більша емісія вуглекислого газу обумовлює парниковий ефект антропогенного походження. З 1980 по 2005 р. середня концентрація CO₂ в атмосфері Землі підвищилася з 0,033 до 0,037 %.

Більшість опублікованих оцінок змін температури, хмарності, вологості, швидкості вітру й інших гідрометеорологічних характеристик у сучасну кліматичну епоху свідчить про істотний вплив антропогенних факторів на процеси, що відбуваються в, глобальній кліматичній системі, і на регіональні зміни клімату (IPCC). Відповідні практичні рекомендації з обмеження рівня теплового забруднення атмосфери сформульовані в Кіотському протоколі, прийнятому в грудні 1997 р., що вступив у дію в лютому 2005 р. (Кіотський протокол, 1997). У той же час залишається нез'ясованим питання про відносну роль антропогенних і природних кліматичних змін. Інакше кажучи, неясно, наскільки спостережувані кліматичні тенденції обумовлені антропогенним впливом, а не є (принаймні, частково) суперпозицією природних змін у кліматичній системі різних просторово-часових масштабів. Деякі автори вказують, що існуючі спостереження недостатні для надійного виділення антропогенних змін на тлі природньої мінливості кліматичної системи. Треба визнати, що, з одного боку, проблема глобальних і регіональних змін клімату дуже складна, а з іншого - зачіпає інтереси різних суспільних, фінансово-промислових і політичних структур. Тому одержати однозначну відповідь на запитання про відносну роль

антропогенних і природних впливів на кліматичну систему й про їхні ймовірні наслідки в цей час практично неможливе.

Особливо важливою є проблема змін клімату з характерними часовими масштабами від року до декількох десятків років, пов'язана з великомасштабною взаємодією океану й атмосфери. Найбільше імовірно, що саме океанічні процеси відповідальні за генерацію й/або підтримку низькочастотних коливань у кліматичній системі на зазначених часових масштабах.

Відомо, що океан, у принципі, впливає на клімат у такий спосіб:

1. Порівняно повільно нагрівається й охолоджується через значно більшу теплоємність у порівнянні з атмосферою, демпфіруючи кліматичні контрасти й зменшуючи амплітуду сезонних коливань гідрометеорологічних параметрів.

2. Служить основним джерелом пари для атмосфери, регулюючи хмарність і радіаційний баланс поверхні Землі.

3. Забезпечує не менш половини загального меридіонального переносу тепла (МПТ) у системі океан-атмосфера в низьких широтах, зменшуючи в такий спосіб міжширотні кліматичні контрасти й континентальність клімату.

4. Нав'язує кліматичній системі власні частоти, обумовлені типовим часом барокліного пристосування великомасштабних океанічних кругообертів і глобальної термохалінної циркуляції до мінливих атмосферних умов.

Океанічні параметри змінюються в широкому діапазоні часових масштабів (від секунд до багатьох тисячоріч) у результаті як внутрішньої мінливості, так і під дією сил, що змушують їх змінюватися. Одним з основних фізичних механізмів, що регулюють найцікавіші із практичної точки зору й кліматично значимі коливання в океані з типовими періодами від декількох місяців до десятків років, є адвективні процеси в діяльному шарі океану (товщиною 100-200 м) і головному термоклинні (товщиною 1-2 км). Не менш важливі зміни швидкості формування глибинних північноатлантичних вод.

У цей час всебічне вивчення внутрішньої мінливості Світового океану необхідно для досягнення наступних цілей:

- Науково-обґрунтованого прийняття рішень щодо подальших заходів щодо контролю за викидами парникових газів глобального характеру;
- Уточнення прогнозів подій Ель-Ніньо й інших квазіперіодичних коливань у системі океан-атмосфера;
- Оцінки тенденцій зміни клімату 10-літнього масштабу і їх прогнозу;
- Оцінки ймовірності розвитку термохалінної катастрофи в сучасну кліматичну епоху з урахуванням парникового ефекту антропогенного походження.

ПИТАННЯ ДО САМОКОНТРОЛЮ:

- 1 Яким чином океан впливає на кліматичну систему Землі?
- 2 Чому, на відміну від атмосфери, океан більш впливає на довгострокові коливання клімату?
- 3 Яку роль в балансі кліматичної системи відіграє загальна циркуляція океану?
- 4 Зміни яких океанських параметрів відбуваються в останні роки?
- 5 Які першочергові питання треба вирішити щодо прояснення ролі океану в кліматичних змінах?

2.2.3 Повчання по вивченню теми 3: «Спостережувані зміни кліматичної системи»

ЛІТЕРАТУРА [1: С. 14-20, 6-8]

В результаті засвоєння теми студенти повинні знати:

- за якими ознаками можна казати про кліматичні зміни;
- що таке парниковий ефект;
- тренди змін компонентів кліматичної системи Землі в останні роки.

Атмосфера

Кожне із трьох останніх десятиліть характеризувалося більш високою температурою біля поверхні Землі в порівнянні з будь-яким попереднім десятиліттям починаючи з 1850 г. У Північній півкулі 1983-2012 роки були, *імовірно*, самим теплим 30-літнім періодом за останні 1 400 років.

· Глобально усереднені сукупні дані про температуру поверхні суші й океану, розраховані на основі лінійного тренда, свідчать про потепління на $0,85 [0,65-1,06] \text{ } ^\circ\text{C}^1$ за період 1880-2012 рр., за який є численні, незалежно отримані, масиви даних. Загальне збільшення середнього показника за період 2003-2012 рр. у порівнянні з 1850-1900 рр. становить $0,78 [0,72-0,85] \text{ } ^\circ\text{C}$, як це свідчить з одного, самого довгого ряду даних.

· Протягом самого тривалого періоду, по якому розрахунки регіональних трендів є досить адекватними (1901-2012 рр.), потепління спостерігалось майже в усьому світі.

¹ при кількісній оцінці невизначеності використовуються 90 % інтервали невизначеності, якщо не вказується інше. 90 % інтервал невизначеності, що вказані в квадратних дужках, з імовірністю 90 % включає величину, що оцінюється. Інтервали невизначеності не обов'язково є симетричними відносно відповідної найкращої оцінки.

- Крім явного підвищення протягом декількох десятиліть, середня глобальна приземна температура демонструє істотну десятилітню й міжрічну мінливість (див. рис.5). Внаслідок природньої мінливості клімату тренди, розраховані на основі коротких рядів спостережень, у значній мірі залежать від дат початку й закінчення періоду й у цілому не відображають довгострокові кліматичні тенденції. Одним із прикладів є той факт, що темпи потепління за останній 15-літній період (1998-2012 рр.; 0,05 [від -0,05 до 0,15] °С за десятиліття), який починається з потужного явища Ель-Ніньо, нижче темпів, розрахованих з 1951 р. (1951-2012 рр.; 0,12 [0,08-0,14] °С за десятиліття).
- Реконструкції значень приземної температури в континентальному масштабі показують із *високим ступенем вірогідності* наявність десятиліть, що охоплюють багато періодів під час середньовічної кліматичної аномалії (950-1250 рр.), які були в деяких регіонах такими ж теплими, як і наприкінці ХХ-го століття. Ці регіональні теплі періоди не були настільки погодженими в різних регіонах, як при потеплінні наприкінці ХХ-го століття.
- *Практично достовірно*, що у глобальному масштабі за період починаючи із середини ХХ-го століття тропосфера потеплішала. Більш повні дані спостережень допускають більшу, ніж де-небудь ще, ступінь вірогідності при оцінці змін температури тропосфери в позатропічній зоні Північної півкулі. Є *середній ступінь вірогідності* відносно темпів потепління і його вертикальної структури у позатропічній тропосфері Північної півкулі, і *низький ступінь вірогідності* - в інших районах.
- *Ступінь вірогідності* відносно зміни кількості опадів, осереднена по всіх районах суші в глобальному масштабі з 1901 р., є *низькою* за період до 1951 р. і *середньою* - за наступний період. У середньому в середніх широтах у Північній півкулі кількість опадів збільшилася з 1901 р. (*середній ступінь вірогідності* до 1951 р. і *високий ступінь* - після). Для інших широт осереднені по площі довгострокові позитивні й негативні тренди характеризуються *низьким ступенем вірогідності*.

Зміни в багатьох екстремальних метеорологічних і кліматичних явищах спостерігаються приблизно з 1950 р. *Досить імовірно*, що в глобальному масштабі число холодних днів і ночей знизилося, а число теплих днів і ночей збільшилося². *Імовірно*, що повторюваність хвиль тепла зросла на значній частині території Європи, Азії й Австралії. *Імовірно*, налічується більше число ділянок суші, де збільшилася кількість випадків випадання сильних опадів, чим ділянок, де кількість таких випадків поменшалася. Повторюваність і інтенсивність сильних опадів, *імовірно*, збільшилися в

1 Постійний приток тепла через поверхню океану зі швидкістю в 1 Вт. м² протягом одного року приведе до підвищення тепловмісту океану на 1,1 x 10²² Дж

Північній Америці і Європі. На інших континентах ступінь *вірогідності* змін, що стосуються явищ сильних опадів, у найкращому разі, *середня*.

Океан

Підвищення температури океану є головним чинником, що сприяють збільшенню енергії, що втримується в кліматичній системі; на його частку доводиться більш 90% енергії, акумульованої з 1971 по 2010 рр. (*високий ступінь вірогідності*). Практично визначено, що температура верхнього шару океану (0-700 м) підвищилася в період з 1971 по 2010 рр., і, *імовірно*, підвищувалася з 1870-х років по 1971 р. ¹

- У глобальному масштабі підвищення температури океану було самим значним поблизу поверхні, температура у верхніх 75 м підвищувалася на 0,11 [0,09-0,13] °C за десятиліття в період 1971-2010 рр.
- *Імовірно*, що з 1957 по 2009 рр. відбувалося підвищення температури океану на глибині від 700 до 2 000 м. Є досить даних спостережень за період 1992-2005 рр. для глобальної оцінки зміни температури океану нижче 2 000 м. *Імовірно*, у цей період не спостерігалось ніяких істотних трендів температури на глибині від 2 000 до 3 000 м. *Імовірно*, що в цей період підвищилася температура океану на глибині від 3 000 м до його дна, при цьому найбільше підвищення температури спостерігалось в Південному океані.
- Більш 60 % чистого збільшення енергії в кліматичній системі спостерігається у верхньому шарі океану (0-700 м) протягом 40-літнього періоду з 1971 по 2010 рр., який характеризується відносно великою кількістю спостережень, і близько 30 % - на глибині більш 700 м. Ріст теплоємності у верхньому шарі океану протягом цього періоду, оцінений на основі лінійного тренда, становить, *імовірно*, 17 [15-19] x 10²² Дж (див. рис.8).
- *Відносно імовірно*, що теплоємність океану на глибині 0-700 м збільшувалася більш повільно в 2003- 2010 рр., чим в 1993-2002 рр. (див. рис.8). Поглинання тепла океаном на глибині 700-2000 м, де міжрічна мінливість є менш значною, тривало, *імовірно*, безупинно з 1993 по 2009 рр.
- *Досить імовірно*, що в регіонах з підвищеною солоністю, де йде активний випар, вода стала ще більш солоною, у той час як у регіонах з низькими показниками солоності, де випадають рясні опади, вона стала ще більш прісною після 1950-х років. Ці регіональні тренди в зміні рівня солоності океану є непрямым свідченням зміни режиму випару й опадів над Світовим океаном (*середній ступінь вірогідності*).
- Згідно даним десятилітніх спостережень за всією Атлантичною меридіональною циркуляцією (АМЦ) і більш тривалих спостережень за її окремими компонентами, в АМЦ значимий тренд не виявляється.

Кріосфера

За останні два десятиліття Гренландський і Антарктичний льодовикові покриви втрачали масу, льодовики продовжували скорочуватися практично в усьому світі, площа морського льоду в Арктиці й весняного сніжного покриву в Північній півкулі продовжувала зменшуватися (*високий ступінь вірогідності*)

- Середня швидкість скорочення льодовикового покриву по усьому світу, за винятком льодовиків по периферії крижаних щитів, становила, *досить імовірно*, 226 [91-361] Гт-Рік⁻¹ за період 1971-2009 рр., і, *досить імовірно*, 275 [140-410] Гт-Рік⁻¹ за період 1993-2009 рр.³
- Середня швидкість скорочення маси льоду Гренландського льодовикового покриву, *досить імовірно*, значно збільшилася з 34 [від -6 до 74] Гт-Рік⁻¹ за період 1992-2001 рр. до 215 [157-274] Гт-Рік⁻¹ за період 2002-2011 рр.
- Середня швидкість скорочення маси льоду Антарктичного льодовикового покриву збільшилася, *імовірно*, з 30 [від -37 до 97] Гт-Рік⁻¹ в 1992-2001 рр. до 147 [72-221] Гт-Рік⁻¹ в 2002-2011 рр. З *досить високим ступенем вірогідності* ці втрати відбуваються головним чином у північній частині Антарктичного півострова й у секторі моря Амундсена в Західній Антарктиці.
- Середньорічне значення площі арктичного морського льоду зменшувалося протягом 1979-2012 рр. темпами, які, *досить імовірно*, перебували в діапазоні 3,5-4,1 % за десятиліття (діапазон 0,45-0,51 млн км² за десятиліття), а літній мінімум площі арктичного морського льоду, *досить імовірно*, скорочувався на 9,4-13,6 % за десятиліття (діапазон 0,73-1,07 млн км² за десятиліття) (багаторічний морський лід). Середнє скорочення площі арктичного морського льоду за десять років було найшвидшим літом (*високий ступінь вірогідності*); протяг льоду скорочувався в усі сезони й у кожне наступне десятиліття починаючи з 1979 р. (*високий ступінь вірогідності*) (див. рис.9). Згідно з відновленими даними, є *середній ступінь вірогідності* у відношенні того, що за останні три десятиліття зменшення арктичного літнього морського льоду було безпрецедентним, а температури поверхні моря були аномально високими за, щонайменше, останні 1 450 років.
- *Досить імовірно*, що з 1979 по 2012 рр. середньорічне значення площі антарктичного морського льоду збільшувалося зі швидкістю від 1,2 до 1,8 % за десятиліття (у межах 0,13-0,20 млн км² за десятиліття). Є *високий ступінь вірогідності* того, що існують значні регіональні відмінності в цих середньорічних темпах, при цьому в деяких регіонах ця площа збільшується, а в інших зменшується.

1 Скорочення льодового покриву на 100 Гт/год¹ приблизно еквівалентно підвищенню середнього глобального рівня моря на 0,28 мм/год¹

Численні наукові дані свідчать про досить істотне потепління в Арктиці із середини ХХ-го століття.

Рівень моря

Темпи підвищення рівня моря із середини ХІХ-го століття перевищили середні темпи за попередні два тисячоріччя (*високий рівень вірогідності*). За період 1901-2010 рр. середній глобальний рівень моря підвищився на 0,19 [0,17-0,21] м.

Непрямі дані й дані вимірів рівня моря свідчать про перехід наприкінці ХІХ-го - початку ХХ-го століття від відносно низьких середніх темпів підвищення, що спостерігалися в останні два тисячоріччя, до більш високих (*високий рівень вірогідності*). *Імовірно*, що темпи підвищення середнього глобального рівня моря продовжували збільшуватися з початку ХХ-го століття. *Досить імовірно*, що середня швидкість підвищення глобального середнього рівня моря становила 1,7 [1,5 1,9] мм-рік⁻¹ в 1901-2010 рр., 2,0 [1,7-2,3] мм-рік⁻¹ в 1971-2010 рр. і 3,2 [2,8-3,6] мм-рік⁻¹ в 1993-2010 рр. Дані з мареографів і супутникових альтиметрів підтверджують більш високі темпи підвищення за останній період. *Імовірно*, що аналогічні високі темпи спостерігалися в 1920-1950 рр.

- З початку 1970-х років скорочення маси льодовиків і теплове розширення океану в результаті потепління, разом узяті, майже на 75 % пояснюють спостережуване підвищення середнього глобального рівня моря (*високий ступінь вірогідності*). Підвищення середнього глобального рівня моря протягом 1993-2010 рр. з *високим ступенем вірогідності* обумовлене сукупністю спостережуваних факторів: теплове розширення океану в результаті потепління (1,1 [0,8-1,4] мм-рік⁻¹), зміни льодовиків (0,76 [0,39-1,13] мм-рік⁻¹), крижаного щита Гренландії (0,33 [0,25-0,41] мм-рік⁻¹), крижаного щита Антарктики (0,27 [0,16-0,38] мм-рік⁻¹), запасів вод суши (0,38 [0,26-0,49] мм-рік⁻¹). Сумарне значення внеску цих факторів становить 2,8 [2,3-3,4] мм-рік⁻¹.
- Існує *досить високий ступінь вірогідності* у відношенні того, що максимальне значення середнього глобального рівня моря в останньому міжльодовиковому періоді (від 129 000 до 116 000 років тому) протягом декількох тисяч років було щонайменше на 5 м вище сьогоdnішнього показника, і з *високим ступенем вірогідності* воно перевищувало нинішній рівень не більше чим на 10 м. В останній міжльодовиковий період крижаний щит Гренландії сприяв, *досить імовірно*, підвищенню рівня Світового океану на 1,4-4,3 м, при цьому додатковому підвищенню із *середнім ступенем вірогідності* сприяв крижаний щит Антарктики. Ця зміна рівня моря відбулася на тлі різних впливів коливань орбітальних характеристик Землі й за рахунок того, що приземна температура у високих широтах, усереднена за кілька тисяч років, була щонайменше на 2°C вище її сьогоdnішнього значення (*високий ступінь вірогідності*).

Вуглецевий і інші біогеохімічні цикли

Концентрації двоокису вуглецю, метану й оксидів азоту в атмосфері виростили до рівнів, що є безпрецедентними щонайменше за останні 800 000 років. Концентрації двоокису вуглецю збільшилися на 40 % з доіндустріального періоду, у першу чергу за рахунок викидів від спалювання викопного палива, і, по-друге, за рахунок нетто-викидів у результаті змін у землекористуванні. На поглинання океаном доводиться близько 30% антропогенних викидів двоокису вуглецю, що приводить до підкислення океану.

- Атмосферні концентрації таких парникових газів, як двоокис вуглецю (CO_2), метан (CH_4) і оксид азоту (N_2O), збільшилися з 1750 г. у результаті діяльності людини. В 2011 р. концентрації цих парникових газів становили 391 ppm⁴, 1803 ppb і 324 ppb і перевищували доіндустріальні рівні приблизно на 40, 150 і 20 % відповідно.
- У цей час концентрації CO_2 , CH_4 і N_2O значно перевищують найвищі концентрації, що виявляються в кернах льоду за останні 800 000 років. Середні темпи підвищення атмосферних концентрацій за останнє сторіччя є, з *досить високим ступенем вірогідності*, безпрецедентними за останні 22 000 років
- Річні викиди CO_2 , пов'язані зі спалюванням копалини палива й виробництвом цементу, становили в середньому 8,3 [7,6-9,0] ГтУ⁵-рік⁻¹ в 2002-2011 рр. (*високий ступінь вірогідності*) і 9,5 [8,7-10,3] ГтУ-Рік⁻¹ в 2011 р., тобто були на 54 % вище рівня 1990 р. Чиста річна емісія Z_2 у результаті змін в антропогенному землекористуванні становила в середньому 0,9 [0,1-1,7] ГтУ-Рік⁻¹ у період 2002-2011 рр. (*середній ступінь вірогідності*).
- З 1750 по 2011 рр. у результаті спалювання викопного палива й виробництва цементу в атмосферу вивільнилося 375 [345-405] ГтУ, при цьому викиди, пов'язані зі зменшенням лісів і іншими змінами в землекористуванні, оцінюються в 180 [100-260] ГтУ. Таким чином, сукупна антропогенна емісія склала 555 [470-640] ГтУ.
- Із цієї сукупної антропогенної емісії CO_2 240 [230-250] ГтУ накопичене в атмосфері, 155 [125-185] ГтУ поглинене океаном і 160 [70-250] ГтУ акумульоване в природних екосистемах суши (тобто сукупне залишкове поглинання ґрунтом).
- Кількісним показником підкислення океану є зниження рН⁶. З початку індустріальної ери рН поверхневого шару океану знизився на 0,1 (*високий ступінь вірогідності*), що відповідає підвищенню концентрації іонів водню на 26 %

⁴ ppm (частин на мільйон) или ppb (частин на мільярд, 1 млрд = 1 000 млн) – це відношення числа молекул газу до загального числа молекул сухого повітря. Наприклад, 300 ppm значить 300 молекул газу на мільйон молекул сухого повітря.

⁵ 1 гігатона вуглецю = 1 ГтУ = 10¹⁵ грамів вуглецю. Це відповідає 3,667 ГтCO₂.

⁶ рН є мірою кислотності по логарифмічній шкалі: зниження рН на одну одиницю відповідає десятикратному підвищенню концентрації іонів Н.

ПИТАННЯ ДО САМОКОНТРОЛЮ:

- 1 Які кліматичні зміни в останні десятиріччя спостережувались у земній атмосфері?*
- 2 Які кліматичні зміни в останні десятиріччя спостережувались в океані?*
- 3 Які кліматичні зміни в останні десятиріччя спостережувались у льодовому покритті північної та південної півкулі?*
- 4 Як змінювалась в останні роки концентрація парникових газів у атмосфері?*

2.2.4 Повчання по вивченню теми 4: «Майбутня глобальна й регіональна зміна клімату»

ЛІТЕРАТУРА [1: С. 20-28]

В результаті засвоєння теми студенти повинні знати:

- різні сценарії кліматичних змін у майбутньому;
- регіональні особливості майбутніх кліматичних змін.

Для прогнозування змін кліматичної системи використовуються кліматичні моделі різних рівнів складності, від простих кліматичних моделей до моделей проміжної складності, повних кліматичних моделей і моделей системи Земля. Ці моделі розраховують зміни на основі набору сценаріїв антропогенних впливів. Для нових кліматичних розрахунків, виконаних у рамках 5-ї фази Проекту порівняння спільних моделей (ППСМ5) Всесвітньої програми досліджень клімату, використовувався новий набір сценаріїв, а саме Репрезентативні траєкторії концентрацій (РТК). У всіх РТК концентрації CO₂ в атмосфері вище в 2100 р. у порівнянні із сьогоднішнім днем через триваюче в ХХІ столітті збільшення сукупної емісії CO₂ в атмосферу. Прогноз дається на кінець ХХІ-го століття (2081-2100 рр.) і зрівнюється з періодом 1986-2005 рр., якщо не зазначене інше. Для розміщення цих проєкцій в історичний контекст необхідно розглянути спостережувані зміни між різними періодами. На основі наявного набору даних за самий тривалий період спостережень за глобальною приземною температурою зміна між середнім значенням за період 1850-1900 рр. і базовим періодом становить 0,61 [0,55-0,67]°С. Однак потепління, що відбулося перевершило середнє значення за базовий період. У цьому зв'язку зазначена оцінка не є оцінкою величини історичного потепління до теперішнього часу.

Триваюча емісія парникових газів буде причиною подальшого потепління й змін у всіх компонентах кліматичної системи. Обмеження кліматичних змін потребує значного й безперервного зниження викидів парникових газів.

Проекції на наступні кілька десятиліть демонструють просторову картину змін клімату, аналогічну прогнозу на кінець ХХІ-го століття, але з більш низькими значеннями. Природня внутрішня мінливість буде як і раніше головним чинником, що впливає на клімат, особливо в короткостроковій перспективі й у регіональному масштабі.

Атмосфера: Температура

- Зміна глобальної приземної температури наприкінці ХХІ-го століття, *імовірно*, перевищить 1,5 °С у порівнянні з періодом 1850-1900 рр. у всіх сценаріях. По деяких сценаріях воно перевищить, *імовірно*, 2°С. Потепління продовжиться після 2100 г. згідно із усіма сценаріями. Потепління буде продовжувати демонструвати мінливість на інтервалах від року до десятиліття й у регіональному масштабі не буде однорідним.
- Зміна середньої глобальної приземної температури за період 2016-2035 рр. у порівнянні з 1986-2005 рр. буде, *імовірно*, у діапазоні 0,3-0,7 °С (*середній ступінь вірогідності*). Ця оцінка ґрунтується на численних даних і припускає відсутність великих вивержень вулканів або довгочасних змін сумарної сонячної радіації. Очікується, що в порівнянні із природньою внутрішньою мінливістю підвищення в короткостроковій перспективі середньосезонних і середньорічних значень температур буде більш значним у тропіках і субтропіках, чим в середніх широтах (*високий ступінь вірогідності*).
 - Підвищення середніх глобальних приземних температур в 2081-2100 рр. у порівнянні з періодом 1986-2005 рр. прогнозується в границях *імовірних* діапазонів, отриманих по сценарних розрахунках по моделях, заснованих на даних про концентрації, тобто від 0,3-1,7 °С (РТК2.6) до 2,6-4,8 °С (РТК8.5). Потепління в Арктичному регіоні буде відбуватися більш швидкими темпами, чим в середньому на планеті, а над сушею воно буде більш значним, чим над океанами (*досить високий ступінь вірогідності*).
 - У порівнянні із середніми значеннями за 1850-1900 рр. зміна глобальної приземної температури до кінця ХХІ-го століття перевищить, *імовірно*, згідно із прогнозами, 1,5 °С по сценаріях РТК4.5, РТК6.0 і РТК8.5 (*високий ступінь вірогідності*). Потепління перевищить, *імовірно*, 2°С по сценарію РТК6.0 і РТК8.5 (*високий ступінь вірогідності*); *більш імовірно, ніж ні*, перевищить 2°С по сценаріях РТК4.5 (*високий ступінь вірогідності*); але *малоймовірно*, що воно перевищить 2 °С по сценарію РТК2.6 (*середній ступінь вірогідності*). *Малоймовірно*, що потепління перевищить 4 °С по сценаріях РТК2.6, РТК4.5 і РТК6.0 (*високий ступінь вірогідності*), і *відносно ймовірно* перевищить 4 °С по сценарію РТК8.5 (*середній ступінь вірогідності*). (Табл.1)

Таблиця 1 – Прогнозована зміна середньої глобальної температури повітря й підвищення середнього глобального рівня моря в середині – кінці ХХІ століття в порівнянні з базовим періодом 1986-2005 рр.

		2046–2065 гг.		2081–2100 гг.	
	Сценарий	Среднее	Вероятный диапазон ^c	Среднее	Вероятный диапазон ^c
Изменение средней глобальной приземной температуры (°C) ^a	РТК2.6	1,0	0,4–1,6	1,0	0,3–1,7
	РТК4.5	1,4	0,9–2,0	1,8	1,1–2,6
	РТК6.0	1,3	0,8–1,8	2,2	1,4–3,1
	РТК8.5	2,0	1,4–2,6	3,7	2,6–4,8
	Сценарий	Среднее	Вероятный диапазон ^d	Среднее	Вероятный диапазон ^d
Повышение среднего глобального уровня моря (м) ^a	РТК2.6	0,24	0,17–0,32	0,40	0,26–0,55
	РТК4.5	0,26	0,19–0,33	0,47	0,32–0,63
	РТК6.0	0,25	0,18–0,32	0,48	0,33–0,63
	РТК8.5	0,30	0,22–0,38	0,63	0,45–0,82

- *Практично визначено, що в міру підвищення середніх глобальних температур над більшістю поверхні суші в добовому й сезонному часових масштабах будуть більш часто спостерігатися екстремально високі й рідше - екстремально низькі температури. Досить імовірно, що хвилі тепла будуть наступати більш часто й будуть більш тривалими. Як і раніше в зимовий час іноді будуть відзначатися екстремально низькі температури.*

Атмосфера: Гідрологічний цикл

Зміни в глобальному гідрологічному циклі, які будуть відбуватися в ХХІ-му столітті як реакція на потепління, не будуть однорідними. Відмінності в кількості опадів, що випадають у вологих і посушливих регіонах, а також протяги вологого й сухого сезонів, будуть збільшуватися, хоча можуть бути виключення в ряді регіонів.

- Прогнози змін у гідрологічному циклі протягом наступних декількох десятиліть показують ті ж тенденції, що й на кінець сторіччя, але в менших масштабах. Зміни в короткостроковій перспективі й у регіональних масштабах у значному ступені пояснюються природньою внутрішньою мінливістю, і на них можуть вплинути антропогенні викиди аерозолів.
- Згідно зі сценарієм РТК8.5 до кінця цього сторіччя у високих широтах і екваторіальній зоні Тихого океану, *імовірно*, очікується збільшення середньорічної кількості опадів. У багатьох посушливих регіонах у середніх широтах і в субтропіках середня кількість опадів, *імовірно*, поменшається, у той час як у багатьох вологих регіонах у середніх широтах до кінця цього сторіччя воно, *імовірно*, зросте по сценарію РТК8.5.
- У міру підвищення середньої глобальної приземної температури інтенсивність і повторюваність випадання екстремальних опадів

над більшістю суши в середніх широтах і над вологими тропічними регіонами до кінця цього століття, *досить імовірно*, збільшиться.

- У глобальному масштабі *імовірно*, що зона, охоплена мусонними системами, збільшиться протягом ХХІ-го століття. Одночасно із *імовірним* ослабленням мусонних вітрів інтенсивність мусонних опадів, *імовірно*, збільшиться внаслідок підвищення вологозапасу атмосфери. Дати початку мусонів, *імовірно*, зрушаться на більш ранні строки або суттєво не зміняться. Дати закінчення мусонів, *імовірно*, пересунуться на більш пізні строки, що приведе до подовження сезону мусонів у багатьох регіонах.
- Існує *високий ступінь вірогідності* щодо того, що явище Ель-Ніньо/Південне коливання (ЕНПК) в ХХІ-му столітті буде як і раніше визначати домінуючий режим міжрічної мінливості в тропічних широтах Тихого океану, супроводжуваний глобальними наслідками. У результаті підвищення вологості пов'язана з ЕНПК мінливість режиму опадів на регіональному рівні, *імовірно*, збільшиться. Природня мінливість амплітуди й просторової картини ЕНПК велика, і тому *ступінь вірогідності* конкретних прогнозованих змін ЕНПК і супутніх регіональних явищ в ХХІ-му столітті залишається *низкою*.

Атмосфера: Якість повітря

- Діапазон проєкцій якості повітря (зміст озону й ВЧ_{2,5}⁷ у приповерхневому повітрі) обумовлений, головним чином, викидами (включаючи СН₄), а не фізичною зміною клімату (*середній ступінь вірогідності*). Існує *високий ступінь вірогідності*, що в глобальному масштабі потепління веде до зменшення фонового змісту озону в приземному шарі. Високі рівні СН₄ (як у РТК8.5) можуть компенсувати це зменшення, побільшавши фоновий зміст озону в приземному шарі до 2100 г. у середньому приблизно на 8 ppb (25 % від нинішніх рівнів) у порівнянні зі сценаріями, що передбачають незначні зміни рівнів СН₄ (як у РТК4.5 і РТК6.0) (*високий ступінь вірогідності*).
- Дані спостережень і результати моделювання свідчать про те, що при всіх інших рівних умовах більш високі приземні температури в забруднених регіонах стануть причиною посилення регіональних зворотних зв'язків у хімічних реакціях в атмосфері й місцевих викидах, які приведуть до підвищення пікових рівнів озону й ВЧ_{2,5} (*середній ступінь вірогідності*). Що стосується ВЧ_{2,5}, то зміна клімату може привести до зміни природніх джерел аерозолів і вплинути на їхнє видалення з опадами, однак сумарному впливу

⁷ ВЧ_{2,5} означає частки завсі діаметром менш ніж 2,5 мікрметра – одиниця виміру концентрації аерозолів в атмосфері.

зміни клімату на розподіл ВЧ_{2,5} не привласнюється ніякий ступінь вірогідності

Океан

Температура Світового океану буде продовжувати підвищуватися протягом ХХІ-го століття. Теплота буде проникати з поверхні в глибокі шари й впливати на океанічну циркуляцію.

- Найбільш значне підвищення температури океану прогнозується в його поверхневому шарі в тропічних регіонах і субтропічній зоні Північної півкулі. На більшій глибині потепління буде самим помітним у Південному океані (*високий ступінь вірогідності*). Згідно з найкращими оцінками, підвищення температури верхнього 100-метрового шару до кінця ХХІ-го століття складе від 0,6°C (РТК2.6) до 2°C (РТК8.5), а на глибині близько 1 000 м - приблизно від 0,3°C (РТК2.6) до 0,6°C (РТК8.5).
- *Досить імовірно*, що протягом ХХІ-го століття відбудеться ослаблення Атлантичної меридіональної циркуляції (АМЦ). Найкращі оцінки й діапазон⁸ ослаблення, згідно з моделями ПСПМ5, становлять 11 % (1-24 %) для РТК2.6 і 34 % (12-54 %) для РТК8.5. *Імовірно*, що приблизно до 2050 р. буде відзначено деяке ослаблення АМЦ, однак у деякі десятиліття вона може підсилюватися внаслідок значної природної внутрішньої мінливості.
- *Досить малоімовірно*, що в розглянутих сценаріях в ХХІ-му столітті АМЦ перетерпить різкі зміни або колапс. *Ступінь вірогідності* оцінки еволюції АМЦ після ХХІ-го століття *низьке* через обмежену кількість досліджень і неоднозначних результатів. Однак неможливо виключити її колапс після ХХІ-го століття у випадку значного й тривалого потепління.

Кріосфера

Досить імовірно, що довжина й товщина морських льодів в Арктиці будуть продовжувати скорочуватися й що сніжний покрив у Північній півкулі у весняну пору року буде зменшуватися в ХХІ-му столітті в міру підвищення середньої глобальної приземної температури. Об'єм льодовиків буде продовжувати зменшуватися.

- На підставі середніх значень по мультимодельному ансамблю до кінця ХХІ-го століття прогнозується цілорічне зменшення площі арктичного морського льоду. Це скорочення перебуває в діапазоні від 43 % для РТК2.6 до 94 % для РТК8.5 у вересні й від 8 % для

¹⁸ Діапазони у цьому пункті вказують на діапазон відхилень між моделями ПССМ5.

РТК2.6 до 34 % для РТК8.5 у лютому (*середній ступінь вірогідності*).

- Виходячи з результатів оцінки, зробленої за допомогою підгрупи моделей, що найбільш точно відтворюють середній кліматичний стан і тренд площі морського льоду в Арктиці в період 1979-2012 рр., до середини сторіччя *ймовірно* майже повна відсутність льоду в Північному Льодовитому океані⁹ у вересні по сценарію РТК8.5 (*середній ступінь вірогідності*) (див. рис.16, 17). По інших сценаріях із упевненістю спрогнозувати, коли в ХХІ-му столітті у вересні в Арктиці будуть майже повністю відсутні льоди, не представляється можливим.
- В Антарктиці з *низьким ступенем вірогідності* прогнозується зменшення площі й об'єму морського льоду наприкінці ХХІ-го століття в міру підвищення середньої глобальної приземної температури.
- Прогнозується, що до кінця ХХІ-го століття скорочення об'єму льодовиків у світі, за винятком окраїнних льодовиків Антарктики, складе від 15 до 55 % по сценарію РТК2.6 і від 35 до 85 % по сценарію РТК8.5 (*середній ступінь вірогідності*).
- Прогнозується, що до кінця ХХІ-го століття площа сніжного покриву навесні в Північній півкулі в середньому по модельному ансамблю скоротиться на 7 % по сценарію РТК2.6 і на 25 % по сценарію РТК8.5 (*середній ступінь вірогідності*).
- *Практично доведено*, що площа приповерхневого шару вічної мерзлоти у високих північних широтах буде скорочуватися в міру підвищення середньої глобальної приземної температури. За прогнозами, до кінця ХХІ-го століття скорочення зони поверхневої вічної мерзлоти (верхні 3,5 м) у середньому по модельному ансамблю складе від 37 % (РТК2.6) до 81 % (РТК8.5) (*середній ступінь вірогідності*).

Рівень моря

Середній глобальний рівень моря буде продовжувати підвищуватися в ХХІ-му столітті. У всіх сценаріях РТК швидкість підвищення рівня моря, *досить імовірно*, перевищить значення, що відзначалися в 1971-2010 рр., внаслідок підвищення температури океану й збільшення скорочення маси льодовиків і льодовикових покривів.

- За період, що пройшов із часу виходу попередньої доповіді, упевненість у результатах прогнозування підвищення середнього глобального рівня моря зросла завдяки більш чіткому розумінню

Можна казати про майже повну відсутність льоду в Північному Льодовитому океані, якщо площа морського льоду складає менш 10^6 км² на протязі принаймні п'яти років поспіль.

фізичних причин підвищення рівня моря, більшої погодженості моделей, що описують різні процеси, з даними спостережень і включенню динамічних змін крижаних щитів.

- Підвищення середнього глобального рівня моря в період 2081-2100 рр. у порівнянні з 1986-2005 рр. буде, *імовірно*, у діапазоні від 0,26 до 0,55 м у сценарії РТК2.6, від 0,32 до 0,63 м у сценарії РТК4.5, від 0,33 до 0,63 м у сценарії РТК6.0 і від 0,45 до 0,82 м в сценарії РТК8.5 (*середній ступінь вірогідності*). У сценарії РТК8.5 підвищення до 2100 р. складе від 0,52 до 0,98 м, а швидкість підвищення протягом 2081-2100 рр. - від 8 до 16 мм-рік⁻¹ (*середній ступінь вірогідності*). Ці діапазони отримані на основі кліматичних проєкцій ПСПМ5 у комбінації з моделями, що описують фізичні процеси, і описаними в літературі оцінками внесків, внесених льодовиками й крижаними щитами (табл. 1)
- У проєкціях РТК на частку теплового розширення доводиться від 30 до 55 % підвищення середнього глобального рівня моря в ХХ-му столітті, а на частку льодовиків - від 15 до 35%. Збільшення швидкості танення поверхні Гренландського крижаного щита перевищить ріст кількості снігу, що випадає, що приведе до позитивного внеску змін балансу маси на поверхні крижаного щита в підвищення рівня моря (*високий ступінь вірогідності*). Поверхневе танення в Антарктиці залишиться незначним, але очікується ріст кількості снігу, що *випадає* (*середній ступінь вірогідності*), що приведе до негативного внеску змін балансу маси на поверхні крижаного щита і підвищення рівня моря. Зміни сумарних стоків з обох крижаних щитів внесуть, імовірно, внесок у діапазоні від 0,03 до 0,20 м до 2081-2100 рр. (*середній ступінь вірогідності*).
- Виходячи із сучасного розуміння, тільки руйнування, якщо воно почнеться, ділянок крижаного щита Антарктики, основи яких перебувають нижче рівня моря, могло б стати в ХХІ-му столітті причиною значного збільшення *ймовірного* діапазону підвищення середнього глобального рівня моря. У той же час існує *середній ступінь вірогідності* у відношенні того, що цей додатковий внесок не перевищить декількох десятків метрів росту рівня моря в ХХІ-му столітті.
- Були розглянуті підстави більш значного підвищення середнього глобального рівня моря в ХХІ-му столітті, однак у цей час наявних даних недостатньо для оцінки ймовірності перевищення *ймовірного* діапазону значень. Багато проєкцій підвищення середнього глобального рівня моря, засновані на напівемпіричних моделях, дають більший ріст, чим проєкції по моделях, що описують фізичні процеси (майже у два рази вище), але в науковому співтоваристві немає згоди у відношенні їх надійності, і тому *вірогідність* цих проєкцій *низка*.

- Підвищення рівня моря не буде однорідним. *Досить імовірно*, що до кінця XXI-го століття підвищення рівня моря відбудеться на більш ніж 95 % площі, зайнятому океаном. За прогнозами, приблизно 70 % берегової лінії в усьому світі буде підпадати під підвищення рівня моря в межах 20 % від зміни середнього глобального рівня моря.

Вуглецевий і інші біогеохімічні цикли

Зміна клімату торкнеться процесів вуглецевого циклу, що приведе до підвищення змісту CO₂ в атмосфері (*високий ступінь вірогідності*). Подальше поглинання вуглецю океаном викличе підвищення кислотності океану.

- Поглинання океаном антропогенного CO₂ буде тривати до 2100 г. у всіх чотирьох сценаріях РТК, при цьому більш значне поглинання відзначається в сценаріях з більш високими концентраціями (*досить високий ступінь вірогідності*). Менше ясності відносно майбутньої динаміки поглинання вуглецю сушею. Більшість моделей прогнозують подальший ріст поглинання вуглецю сушею по всіх сценаріях РТК, однак деякі моделі показують втрати вуглецю сушею внаслідок сукупного ефекту від зміни клімату й змін у землекористуванні.
- Виходячи з даних глобальних моделей, з *високим ступенем вірогідності* можна вважати, що в XXI-му столітті зворотний зв'язок між кліматом і вуглецевим циклом буде позитивним; тобто зміна клімату буде частково перешкоджати збільшенню стоків вуглецю на сушу й в океан, викликаному підвищенням концентрації CO₂ в атмосфері. У результаті в атмосфері буде залишатися більший обсяг антропогенного CO₂. Позитивний зворотний зв'язок між кліматом і вуглецевим циклом у часових масштабах від ста до тисячі років підтверджується даними палеокліматичних спостережень і результатами моделювання.
- Глобальні моделі прогнозують глобальне підвищення кислотності океану у всіх сценаріях РТК. Відповідне зниження до кінця XXI-го століття рН на поверхні океану перебуває в діапазоні від 0,06 до 0,07 по сценарію РТК2.6, від 0,14 до 0,15 по сценарію РТК4.5, від 0,20 до 0,21 по сценарію РТК6.0 і від 0,30 до 0,32 по сценарію РТК8.5.
- Сукупні викиди CO₂¹⁰ за період 2012-2100 рр., у порівнянні з концентраціями CO₂ в атмосфері по сценаріях РТК, отриманими в 15 глобальних моделях, перебувають у діапазоні від 140 до 410 ГтУ по сценарію РТК2.6, від 595 до 1 005 ГтУ по сценарію РТК4.5, від 840 до 1 250 ГтУ по сценарію РТК6.0 і від 1 415 до 1 910 ГтУ по сценарію РТК8.5 (див. табл.2).
- ДО 2050 р. річна емісія CO₂, отримана в моделях системи Земля по сценарію РТК2.6, менше, чим емісія 1990 р. (на 14-96 %). До кінця XXI-

¹⁰ В результаті діяльності секторів, зв'язаних з сжиганням ископаемого топлива, производством цемента, промышленными выбросами, а также удалением и обработкой отходов.

го століття близько половини моделей дають рівень викидів ледве вище нуля, у той час як інша половина показує чисте видалення CO₂ з атмосфери.

- Вивільнення CO₂ або CH₄ в атмосферу при таненні вічної мерзлоти протягом XXI-го століття оцінюється в діапазоні від 50 до 250 ГтУ по сценарію РТК8.5 (*низький ступінь вірогідності*).

Таблиця 2 - Сукупні викиди CO₂ за період 2012-2100 рр., погоджені з атмосферними концентраціями по сценаріях РТК..

Сценарій	Совокупные выбросы CO ₂ за 2012-2100 гг. ^а			
	ГтУ		ГтCO ₂	
	Среднее значение	Диапазон	Среднее значение	Диапазон
РТК2.6	270	140–410	990	510–1 505
РТК4.5	780	595–1 005	2 860	2 180–3 690
РТК6.0	1 060	840–1 250	3 885	3 080–4 585
РТК8.5	1 685	1 415–1 910	6 180	5 185–7 005

Примечание:

^а 1 гигатонна углерода = 1 ГтУ = 10⁹ грами углерода. Это соответствует 3,667 ГтCO₂.

ПИТАННЯ ДО САМОКОНТРОЛЮ:

- 1 Що вважається головним чинником кліматичних змін у майбутньому?
- 2 Які кліматичні зміни прогнозуються в атмосфері Землі?
- 3 Які кліматичні зміни прогнозуються в океані?
- 4 Як буде змінюватись крижаний щит Землі?
- 5 Які погрози можуть виникнути внаслідок підвищення рівня океану?
- 6 Які зворотні зв'язки будуть між кліматом і вуглецевим циклом?

2.2.5 Повчання по вивченню теми 5: «Кліматичні зміни гідрологічного режиму Чорного моря»

ЛІТЕРАТУРА [1: С. 28-39, 2]

В результаті засвоєння теми студенти повинні знати:

- коливання температури води у Чорному морі;
- коливання солоності у Чорному морі;

- зміни балансу водних мас у Чорному морі;
- зміни циркуляції вод у Чорному морі;
- коливання рівня Чорного моря.

Чорне море є внутрішнім морем басейну Атлантичного океану. Площа поверхні моря, по різних джерелах становить 400-410 тис. км², об'єм води - 535-540 тис.км³. Шельф, або материкова обмілина, що представляє собою затоплену частину прибережної суші, займає близько 25% площі дна моря. Водообмін із сусідніми морями через протоки Босфор і Керченський суттєво обмежений: по різних відомостях прибуткова частина становить 180-300 км³/рік, видаткова частина -350-600 км³/рік; тобто сумарний водообмін займає не більш 0,2 % об'єму всього моря або 2,7 % верхнього 100-метрового шару.

Довгоперіодні коливання є одним з основних видів мінливості в Чорному морі. Для солоності вони переважають над іншими часовими масштабами, для температури - уступають лише сезонним коливанням у верхньому шарі моря. Більша роль довгоперіодної мінливості обумовлена ізольованістю Чорного моря, невеликою товщиною діяльного шару й різкою густинною стратифікацією, що приводить до швидкої реакції верхнього шару на великомасштабні коливання вітрових впливів, теплового й водного балансу.

Температура

У регіональному масштабі Чорне море є додатковим джерелом тепла й вологи для атмосфери й помітно впливає на клімат прилягаючої суші, згладжуючи різкі коливання погоди. Для верхнього 100-метрового шару Чорного моря середній тепловміст коливається в межах 280-500 кДж/см². Тепломісткість верхнього шару випробовує значний сезонний хід: вона мінімальна в березні й максимальна в серпні.

Тепловий баланс і циркуляція моря формують просторовий розподіл запасу тепла. Найменші значення тепломісткості 280-300 кДж/см² характерні для західної частини моря в лютому-березні, де охолодження найбільш інтенсивне. У другій половині року, починаючи із червня, мінімум тепловмісту розташований в області східного циклонічного круговороту. Південно-східна частина моря в зоні дії Батумського антициклонічного круговороту характеризується найбільшим тепловмістом (до 500 кДж/см²).

Швидкість зміни запасу тепла протягом року в Чорному морі відповідає середнім значенням в океані на відповідних широтах, досягаючи максимальних значень 150 Вт·М⁻² у травні під час інтенсивного прогріву поверхневого шару.

Географічне положення Чорного моря на границі глобальних кліматичних поясів - клімату помірних широт і субтропічного - визначає значний сезонний хід температури води. Найбільша сезонна мінливість відзначена в північно-західній частині моря, де розмах сезонних коливань на поверхні досягає 20°C. В області, що прилягає до Південно-Західного Криму, у зоні дії Севастопольського антициклону річний хід мінімальний, амплітуда сезонних коливань на поверхні не перевищує 16°C, що пов'язане з постійною адвекцією теплих вод з південно-східної частини моря. На глибині 100 м сезонний хід значно зменшується, у порівнянні з поверхневим шаром, у середньому в 30 разів, у західному циклонічному круговороті - в 85 разів.

Середній річний хід температури води відбиває результат спільної дії різних фізичних процесів:

- у поверхневому шарі (0-30 м): сезонного ходу теплового балансу на поверхні;
- у холодному проміжному шарі (30-80 м): зимового конвективного перемішування, адвективного перерозподілу вод, вертикального теплообміну;
- у постійному пікнокліні (80-200 м): вертикальних рухів, пов'язаних із сезонним ходом загальної циркуляцією моря, вертикального теплообміну.

Довгоперіодна мінливість температури води в поверхневому шарі більш виражена в літній сезон. У просторовому відношенні північна частина моря більш піддана міжрічним коливанням ($\sigma = 1,4-2,0^\circ\text{C}$).

Оцінки довгоперіодних коливань температури води на поверхні Чорного моря за останні 50 років, отримані за даними суднових спостережень, супутниковим даним, береговим станціям, свідчать про те, що негативний тренд температури змінився на позитивний для літнього періоду року наприкінці 1970-х, а для зимового - у середині 1990-х років. Для середньорічних значень зміна знака тенденції припадає на середину 1980-х. У цілому, такий характер довгоперіодних коливань у Чорному морі відповідає тенденціям для поверхневої температури води у Світовому океані.

Солоність

У Чорне море впадає велика кількість рік, загальна площа водозбірного басейну становить близько 2,5 млн. км², сумарний річковий стік - 320-380 км³/рік. Близько 80 % річкового стоку надходить у північно-західну частину моря, обумовлюючи найбільше розпріснення цього шельфового району. Річковий стік і атмосферні опади в сумі перевищують випар з морської поверхні. Тому Чорне море є типовим розпрісненим басейном, з позитивним прісним балансом.

Солоність поверхневого шару Чорного моря (~18 ‰) майже вдвічі менше, чим солоність поверхневих вод Світового океану. Середня солоність по всьому обсягу Чорного моря рівна 21,96 ‰, у шарі 0-300 м - 20,26/‰, у шарі 400-2000 м - 22,26‰ .

Низька солоність поверхневого шару викликає різку стратифікацію вод. Це приводить, крім обмеження турбулентного обміну з нижчележачими шарами, також до зменшення глибини зимової конвекції й, відповідно, до падіння теплюючого впливу моря в зимовий період.

Сумарний вміст солей у своєму сезонному циклі додержується річного ходу річкового стоку із запізнюванням по фазі в 2-3 місяця. Максимального значення воно досягає в березні, мінімального - у липні.

Мінімальний солевміст припадає на літній сезон, коли процес перерозподілу річкових вод, що стався в період весняного паводка, супроводжується зменшенням інтенсивності загальної циркуляції й вітрового перемішування. Максимальний солевміст спостерігається взимку, коли відбувається активне вітрове й конвективне перемішування в поверхневому шарі, а посилення загальної циркуляції моря забезпечує підйом глибинних вод підвищеної солоності.

Найбільша сезонна мінливість солоності відзначена в північно-західній частині моря в устьях Дунаю й Дніпро-Бугського лиману, де розмах сезонних коливань на поверхні досягає 4 ‰. У центральній частині моря річний хід мінімальний, амплітуда сезонних коливань на поверхні не перевищує 0,4 ‰.

Сезонні ходи температури й солоності на різних горизонтах можуть якісно різнитися між собою. У верхньому шарі моря 0-50 м ці характеристики перебувають у протифазі: мінімальні значення температури в зимовий період відповідають максимальним значенням солоності, і, навпаки, солоність у літній період мінімальна, а температура максимальна. У шарі основного галокліну 75-200 м сезонні цикли температури й солоності подібні: мінімальні значення спостерігаються навесні, максимальні – восени.

Довгоперіодна мінливість солоності максимальна в поверхневому шарі в період найбільшого розпріснення (травень - липень) і в шарі основного галокліну в період зимово-весняної інтенсифікації циркуляції моря. Максимуми мінливості характерні для району північно-західного шельфу поблизу усть Дунаю й Дніпра ($\sigma = 1,5-2$ ‰) і узбережжя південно-східної частини моря ($\sigma = 0,5-1$ ‰). У центральній частині моря міжрічна мінливість солоності мінімальна ($\sigma = 0,2$ ‰).

Багаторічний хід солоності води в поверхневому шарі моря демонструє її поступове зниження протягом останніх 50 років. Довгоперіодні коливання солоності води міждесятирічного масштабу в достатньому ступені відповідають коливанням стоку Дунаю, але позитивний лінійний

тренд для стоку Дунаю, який би пояснював загальне розпріснення, відсутній. Тренди атмосферних опадів для регіонів, що граничать із Чорним морем, часто різнонаправлені. Очевидно, для пояснення стійкого розпріснення поверхневого шару моря потрібно більш детально оцінювати й інші складові сольового балансу, наприклад обмін солями через галоклін. Проте негативний тренд $-0,04\%$ за десятиліття відповідає негативним трендам солоності Тихого й Атлантичного океанів у помірних широтах.

Водні маси

При оцінці довгоперіодних змін клімату Світового океану достатня увага приділяється інтегральним характеристикам водних мас, що характеризують повільні, стійкі зміни океану, і що також служать непрямими показниками мінливості великомасштабних процесів у системі «океан - атмосфера».

У формуванні водних мас Чорного моря беруть участь дві первинні водні маси: *мраморноморська водна маса*, принесена нижньобосфорською течією ($T = 12-16^{\circ}\text{C}$, $S = 34-38\%$, $\sigma_t = 25-29$) і прісна вода ($T = 0-28^{\circ}\text{C}$, $S=0-7\%$), що надходить із річковим стоком і опадами. У результаті їх перерозподілу, процесів обміну й впливу атмосферних процесів формуються власні водні маси басейну. Виділяється до п'яти чорноморських водних мас: *прибережна чорноморська водна маса* (ПрЧВМ), *верхня чорноморська водна маса* (ВЧВМ), *холодний проміжний шар* (ХПШ), *проміжна чорноморська водна маса* (ПЧВМ) і *глибинна чорноморська водна маса* (ГЧВМ).

Прибережна чорноморська водна маса, формована річковим стоком, характеризується низьким солевмістом і підвищеними горизонтальними градієнтами солоності. Критерієм виділення цієї маси служить солоність $S = 17,8-18,0\%$, нижче якої на об'ємній T, S -діаграмі різко збільшується розкид T, S -класів і зменшується їхній процентний вміст. Середній об'єм становить $0,5\%$ усього об'єму моря. Протягом усього року вона займає район Кавказького узбережжя, більшу частину північно-західного шельфу й прибережну смугу уздовж румунського й болгарського узбереж до устя р. Сакар'я. Нижня границя водної маси перебуває на глибині $10-20$ м, опускаючись під кінець року в шар $20-30$ м.

Обсяг ПрЧВМ має значну сезонну мінливість - приблизно 50% свого середнього об'єму (рис.28). Сезонний цикл безпосередньо пов'язаний з водним балансом моря. Максимум об'єму припадає на липень, тобто потрібно близько двох місяців після травневого максимуму річкового стоку для найбільшого поширення річкових вод у відкрите море.

У багаторічних коливаннях об'єму ПрЧВМ ($\sim 20\%$ середнього кліматичного об'єму) виділяється два періоди: перевага негативних

аномалій в 1964-1980 рр. і домінування позитивних аномалій в 1981-1992 рр. Існує значимий статистичний зв'язок об'єму ПрЧВМ із САК, тому що довгоперіодні коливання річкового стоку в Чорне море безпосередньо пов'язані із загальною циркуляцією атмосфери в регіоні Європа - Північна Атлантика.

Холодний проміжний шар (ХПШ), або шар мінімальних температур між сезонним термокліном і постійним пікнокліном, є результатом зимового конвективного перемішування в центрах циклонічних кругообертів і шельфових районах. Протягом року відбувається адвективний перерозподіл вод ХПШ по акваторії моря, повільне осолонення й підвищення температури під впливом процесів вертикального тепло- і солеобміну.

Традиційним формальним критерієм виділення ХПШ служить ізотерма 8°C , діапазон ізопікнічних поверхонь від $\sigma_t = 14,0-14,2$ у січні до $\sigma_t = 14,2-14,8$ у серпні. Середній об'єм ХПШ становить 2,2 % усього об'єму моря. Сезонні зміни об'єму вод ХПШ досягають приблизно 12 % від його середнього об'єму.

Міжрічні коливання об'єму ХПШ, як і інші показники даної водної маси, такі як середня температура в ядрі й тепловміст, найбільше тісно пов'язані з охолодженням поверхні моря в зимовий період, що інтегрально виражається як сума негативних температур повітря. Виділяються періоди щодо слабкого відновлення вод ХПШ із негативними аномаліями об'єму вод і підвищеною температурою - 1961-1984, 1997-2002рр., періоди інтенсивного відновлення вод: до 1960 р., 1985-1996 і 2003-2006 рр., а також 1964 і 1976 рр. з позитивними аномаліями об'єму вод ХПШ і зниженою температурою.

У періоди слабкого відновлення вод ХПШ основним джерелом холодних вод служить північно-західний шельф, у холодні зими - центри циклонічних кругообертів, як західного, так і східного.

Незважаючи на різні фізичні умови формування об'ємів вод ХПШ і ПрЧВМ, періоди аномалій однакового знака для цих водних мас в основному збігаються. Негативні аномалії переважають в 1960-1980 рр., позитивні аномалії - в 1980-1990 рр., що може свідчити про чергування періодів взаємозалежних між собою аномалій теплового й водного балансів Чорного моря

ПЧВМ займає шар основного пікнокліну з перепадами солоності й густини між верхньою й нижньою границями $\Delta S = 3-3,5\%$ і $\Delta\sigma_t = 2,4-2,6$. Цей шар можна характеризувати як зону трансформації між ХПШ і глибинними водами. Верхня границя ПЧВМ розташовується в шарі 50-100 м ($\sigma_t = 14,8$, $S = 18,9-19,0 \%$), нижня границя - на глибині 1100-1200 м ($\sigma_t = 17,195$, $S = 22,30 \%$). При зазначених границях вона займає найбільший об'єм серед водних мас Чорного моря (55 %).

Основні тенденції довгоперіодних термохалінних змін у шарі пікнокліну виражаються в підвищенні температури й солоності до середини 1980-х років і наступному зниженні до 2000 р. Дані сучасних спостережень, зокрема буїв-профільомірів АРГО, свідчать про поновлення тенденції до підвищення температури й солоності, однак необхідні додаткові оцінки, тому що з досвіду експлуатації цих буїв у Світовому океані відомо про нестабільність у часі їх вимірювальних датчиків.

Відзначені тенденції в шарі основного пікнокліну можуть бути викликані різними причинами: вертикальними рухами основного пікнокліну, пов'язаними з посиленням/ослабленням циклонічної завихореності в полі течій; змінами інтенсивності процесів тепло- і солеобміну в основному пікнокліні; коливаннями припливу мраморноморських вод через протоку Босфор.

У часовому ході багаторічних змін температури прослідковується фазове зрушення настання максимуму із глибиною, аналогічний фазовому зрушенню при поширенні температурних хвиль у сезонному циклі температури. Максимум зміщається від періоду 1961 -1970 рр. на горизонті 50 м до періоду 1981-1990 рр. на горизонті 300 м.

Важливим океанографічним і екологічним фактором є багаторічні зміни вертикальної стійкості вод. Простою, але надійною оцінкою стійкості може служити різниця значень солоності в найбільш стратифікованій частині пікнокліну між горизонтами 50- 100 і 50-200 м. Ця різниця постійно зростала з періоду 1966-1975 до 1981-1990 рр., що може свідчити про посилення стратифікації й ослабленні вертикального обміну (незважаючи на збільшення різниці температур). Стійке підвищення різниці температури й солоності між шарами є також показником накопичення тепла й солі в нижніх шарах моря в порівнянні з верхніми шарами.

Циркуляція вод

Циркуляція моря в значній мірі відповідає за просторовий перерозподіл тепло- і солемісту. Загальна схема висхідних рухів у центрі моря й спадних на периферії приводить до підвищеного вмісту солей у центральній частині у всій товщі моря. Для тепломісту такий розподіл характерний тільки для основного пікнокліну й глибинних шарів. У верхньому шарі 0-100 м просторові відмінності тепломісткості багато в чому визначаються адвекцією вод ХПШ. Зміни інтенсивності циркуляції моря на різних часових масштабах безпосередньо впливають на горизонтальні й вертикальні потоки тепла й солей.

Основні елементи великомасштабної структури циркуляції вод у Чорному морі включають наступне:

- основна Чорноморська течія - циклонічний вздовжбереговий потік, локалізований на материковому схилі біля крайку шельфу;
- два великомасштабні циклонічні круговороти в східній і західній частинах моря;
- квазістаціонарні антициклонічні вихри.

Максимальна інтенсивність циркуляції вод спостерігається в лютому-березні, улітку циркуляція слабшає. Зимово інтенсифікація пов'язана з посиленням циклонічної завихороності вітру над акваторією моря й збільшенням градієнтів густини між шельфом і глибоководними районами.

Сезонний цикл геострофічної циркуляції можна представити у вигляді наступної схеми:

січень-березень-, єдиний круговорот із центром у східній частині моря;

квітень-травень: єдиний круговорот із центром у західній частині моря;

червень-липень: два круговороти, західний більш інтенсивний;

серпень-вересень: два круговороти, східний більш інтенсивний;

жовтень-грудень: два круговороти рівної інтенсивності.

Квазістаціонарні антициклонічні вихри, такі як Севастопольський, Сінопський, Батумський, інтенсифікуються в літній період при ослабленні загальної циркуляції.

Аналіз довгоперіодних змін ротора дотичного напруження, однієї з основних причин коливань інтенсивності загальної циркуляції моря, ускладнюється тим, що по різних ре-аналізах атмосферних полів можуть бути отримані багаторічні тренди різного знака. З набагато більшою вірогідністю можна затверджувати, що в Азово-Чорноморському басейні за останні 50 років спостерігається ріст атмосферного тиску й зменшується кількість циклонів. У якісному плані це повинне приводити до загального падіння циклонічної завихоронності вітру, у той же час циклонічна завихоронність вітру може формуватися й при відсутності циклонів, особливо в зимовий період.

Рівень моря

Рівень моря є індикатором як глобальних кліматичних змін, що впливають на рівень Світового океану (танення континентальних льодовиків і теплове розширення води), так і мінливості регіонального клімату, ступені його зволоження й термічного режиму.

Річний хід рівня в Чорному морі добре виражений, середня амплітуда сезонних коливань становить 10 см. Максимальний рівень спостерігається в червні, мінімальний - у жовтні й листопаді. Основні складові рівня моря: прісний баланс, стерічний і барометричний ефекти мають відносні фазові

зрушення в сезонному ході й можуть взаємно компенсувати один одного. Так, стерічний ефект максимальний у серпні, у той час як прісний баланс мінімальний. У цілому, внесок прісного балансу в 2 рази більше стерічного й барометричного ефектів.

У Чорному морі спостерігається евстатичне підняття рівня, загальне для всього Світового океану. Середня швидкість підняття рівня в 1960-1990 рр. становила близько 1,3 мм/рік, що було трохи нижче загальносвітового тренда рівня моря з початку 1990-х рр. - близько 6 мм/рік, що відповідає оцінкам трендів в інших басейнах. Відносна стабілізація рівня моря в 1960-1990 рр. могла бути викликана стерічним ефектом, пов'язаним з негативним градієнтом температури води, тому що прямої аналогії в характері багаторічних рядів стоку рік, найбільше вірогідно обумовленого елемента водного балансу моря, не виявлене.

Загальні висновки про мінливість гідрологічних умов Чорного моря можна зробити наступні:

Довгоперіодні коливання рівня моря й термохалінних характеристик верхнього шару Чорного моря обумовлені змінами клімату в Європейсько-Атлантичному регіоні й кліматичної системи Землі в цілому.

Кліматичні зміни в основному пікнокліні Чорного моря мають свої регіональні особливості, їх зв'язки із зовнішніми факторами поки не з'ясовані. Кількість і якість даних глибоководних спостережень не дозволяють зробити достовірних висновків про багаторічні тенденції в глибинних шарах.

ПИТАННЯ ДЛЯ САМОКОНТРОЛЮ:

- 1 *Які оцінки зміни температури води Чорного моря?*
- 2 *Які оцінки зміни рівня Чорного моря?*
- 3 *Які причини змін рівня у Чорному морі?*
- 4 *Які оцінки зміни солоності води Чорного моря?*
- 5 *Які наслідки в господарчої діяльності України можуть мати кліматичні зміни у причорноморському регіоні?*

2.2.6 Повчання по вивченню теми 6: «Кліматичні зміни гідрологічного циклу Азовського моря»

ЛІТЕРАТУРА [1: С. 39-46, 3]

В результаті засвоєння теми студенти повинні знати:

- коливання температури води у Азовському морі;
- коливання солоності у Азовському морі;
- зміни водного балансу у Азовському морі;
- зміни циркуляції вод у Азовському морі;
- коливання рівня Азовському моря.

На зміни гідрологічного режиму Азовського моря, викликані антропогенним фактором (вилученням частини стоку рік), накладаються регіональні прояви кліматичних змін, які можуть підсилювати або послабляти негативні наслідки господарської діяльності. Найбільше помітно зміни глобального клімату виявилися в останні 25-30 років, тому відоме узагальнення гідрометеорологічного режиму Азовського моря, зроблене на основі інформації, отриманої до середини 80-х років ХХ в., не може адекватно відбивати його справжній режим.

Згідно з оцінками, представленими в ІV доповіді Міжурядової групи експертів по зміні клімату (ІРСС, 2007), переважними процесами в цей час є: підвищення температури повітря й води, зміна кількості опадів, ріст рівня Світового океану, зменшення кількості снігу й льоду. Відзначені в доповіді зміни мають істотні регіональні неоднорідності, особливо в Північній півкулі, у тому числі й для території України.

Льодовий режим

Аналіз багаторічних трендів числа днів з льодом в 120-літніх рядах спостережень у прибережних зонах Азовського моря показав, що вони негативні майже по всіх пунктах з розмахом величин від 1,3 до 6,9 діб за 10 років. Для більшості пунктів узбережжя характерно й зменшення тривалості льодового сезону (від 0,3 до 5,7 діб за 10 років).

Розгляд зим по типах за останні 25 років (1984-2009 рр.) у порівнянні з попереднім періодом (1893-1983 рр.) виявило значне скорочення повторюваності суворих зим (в 2, 5 рази) при збільшенні повторюваності м'яких зим (в 1, 4 рази). Повторюваність помірних зим суттєво не змінилася. За останні 25 років льодові умови особливо зм'якшилися в південній частині моря. За цей період було відзначено 14 м'яких зим, з них у семи зимових сезонах на станціях півдня моря (Мисове, Небезпечне) лід не з'являвся зовсім.

У м'які зими (найбільше часто повторювані за останні роки) нерухливий лід переважно спостерігався в північній частині моря й Таганрозькій затоці. У ці зими спостерігалася велика різноманітність форм плаваючого льоду, а також кількаразова поява й зникнення льоду під час льодового сезону. У такі зими центральна частина моря звичайно залишалася вільною від льоду; плаваючий лід іноді з'являвся наприкінці січня - початку лютого, у невеликій кількості й ненадовго. Строки очищення моря від льоду в м'які зими в середньому припадали на першу й другу декади лютого на півдні й південно-сході й на першу-другу декади березня - на півночі й заході моря.

Водний баланс

Багаторічна й сезонна мінливість компонентів водного балансу (стоку рік, атмосферних опадів, випару, водообміну через Керченський і Тонкий

протоки) визначає термохалінну структуру вод Азовського моря і формується під впливом кліматичної мінливості й господарської діяльності людини.

Найважливішою складовою водного балансу Азовського моря є *стік річок*. Його зміни впливають на температуру, солоність, густину вод і інші характеристики. Основну частину річкового припливу в море становить стік р. Дон - 63,0%. Стік р. Кубань і малих рік Приазов'я становить відповідно 31,7% і 5,3% від сумарного стоку рік у море. За 85-літній період (1924-2009 рр.) зменшення стоку рік в Азовське море склало $9,5 \text{ км}^3$ - величину порівнянну з об'ємом безповоротного водоспоживання. За останні 25 років спостерігається збільшення стоку рік у море (в основному за рахунок підвищеного стоку р. Кубань) - значимий позитивний тренд склав $3,53 \text{ км}^3 / 10$ років, табл. 5, рис. 38. Стік р. Дон за 1984-2009 рр. був близький або трохи менше середньобагаторічної величини, також спостерігалось зменшення міжрічної мінливості стоку. Збільшення стоку Кубані обумовлене як кліматичними причинами, так і зменшенням величини антропогенного безповоротного вилучення стоку. Позитивні тренди в багаторічних змінах стоку р. Кубань за сучасний період (1984-2009 рр.) характерні для річних і сезонних величин стоку.

У кількості *атмосферних опадів*, що випадають на поверхню моря, за період 1924-2009 рр. виявлений значимий позитивний тренд $0,569 \text{ км}^3$ за десятиліття. Найбільш істотна кількість опадів збільшилася після кліматичного зрушення 1976/1977 рр. Так, за період 1976-2007 рр. середня багаторічна кількість опадів, що випадають на поверхню моря, склало $17,6 \text{ км}^3/\text{рік}$, що більше на $2,6 \text{ км}^3/\text{рік}$, чим за попередній період (1924-1975 рр.). Підвищена кількість опадів ($19,5 \text{ км}^3/\text{рік}$) відзначалося в 1995-2005 рр.

За період з 1924-2007 рр. у величині *випару* з поверхні Азовського моря відзначається значима тенденція до зменшення ($-0,320 \text{ км}^3/10$ років). Зменшення випару пояснюється зниженням середньорічних і літніх значень швидкості вітру в регіоні Азовського моря. У Чорному морі також спостерігалось зменшення інтенсивності випару з його поверхні, в основному внаслідок регіональних кліматичних змін - зниження швидкості вітру й дефіциту вологості повітря.

Аналіз даних натурних спостережень у північній вузькості Керченської протоки показав зниження в 1981-2008 рр. інтенсивності *припливу чорноморських вод* у порівнянні з попередніми десятиліттями. У величинах водообміну між затокою Сиваш і Азовським морем через протоку Тонкий як по натурними, так і за розрахунковими даними виявлені істотні зміни, пов'язані зі збільшенням відтоку сиваських вод у море й зменшенням припливу азовських вод у затоку Сиваш.

Температура води

У цьому розділі виконані оцінки багаторічної мінливості температури води в прибережній зоні моря. Позитивні величини кутових коефіцієнтів лінійних трендів з величинами $0,064-0,126^{\circ}\text{C}/10$ років, значимі на 95%-м рівні, виявлені в середньорічних значеннях температури води в поверхневому шарі за 1924-2009 рр. на більшості берегових пунктах Азовського моря.

Потепління вод моря різниться по його районах. На півдні (Темрюк, Мисове) величини позитивних трендів температури води максимальні ($0,104-0,126^{\circ}\text{C}/10$ років). На північному узбережжі моря (Генічеськ, Бердянськ) величини лінійних трендів трохи менше ($0,081-0,085^{\circ}\text{C}/10$ років). У Таганрозькій затоці тенденції підвищення температури води мінімальні й зменшуються до устя Дону. Якщо в Маріуполі і Єйську тренди $0,064-0,099^{\circ}\text{C}/10$ років ще значимі, то в Таганрогові позитивний тренд не значимий. Максимальні лінійні тренди на більшості пунктів узбережжя відзначені в зимовий (грудень-березень) і весняний (квітень-травень) гідрологічні сезони. Найбільш істотне потепління вод відбулося в березні. Значимі на 95% - м рівні тренди з абсолютною величиною $1,9-3,0^{\circ}\text{C}$ ($0,3-0,5^{\circ}\text{C}/10$ років) за період 1924-2009 рр. виявлені на всіх пунктах узбережжя моря, за винятком Бердянська.

Тенденція до потепління поверхневих вод моря характерна й для останніх десятиліть (1977-2009 рр.). Максимальні значимі коефіцієнти лінійних трендів поверхневого шару температури води за цей період виявлені в березні, серпні й жовтні.

У середньому потепління вод поверхневого шару Азовського моря за 85 років (1924—2009) становить $0,098^{\circ}\text{C}/10$ років, а за останні 50 (1959-2009) і 25 (1984-2009) років відповідно $0,186$ і $0,740^{\circ}\text{C}$ за 10 років.

Солоність води

Під спільним впливом двох факторів (антропогенного вилучення стоку й кліматичних змін) протягом 1952-2009 рр. в Азовському морі спостерігався ряд періодів осолонення (1952-1956, 1970-1978 рр.) і розпріснення (1957-1969, 1979-2006 рр.) моря.

У багаторічному ході солоності води за спостереженнями на берегових гідрометстанціях за період після зарегулювання стоку рік максимальні значення солоності припадають на 70-і роки минулого століття. З початку 80-х років ХХ в. і по теперішній час солоність моря зменшувалася. Величина зменшення солоності після кліматичного зрушення 1976/77 рр. за період 1977-2009 рр. склала від $-2,28$ ‰ для південного узбережжя моря (Небезпечне) до $-2,37...-2,67$ ‰ для північного узбережжя й Таганрозької затоки (Бердянськ, Маріуполь). Максимальне зменшення солоності за цей період відзначене в Генічеську ($-0,98$ ‰) і пов'язане з розпрісненням затоки Сиваш в останні роки. У відкритих

районах моря, за даними експедиційних спостережень, значимі негативні лінійні тренди за 1977-2009 рр. виявлені в західній ($-0,81\%$ /10 років) і центральній ($-1,05\%$ /10 років) частинах моря. В інших районах моря (Прикерченський район, Таганрозька і Темрюкська затоки) тенденції зменшення солоності не значимі (від $-0,27$ до $-0,40\%$ /10 років).

Розпріснення Азовського моря за останні 25-30 років пояснюється комплексним впливом ряду факторів, пов'язаних зі зміною складових водного балансу моря (збільшення стоку р. Кубані, зменшення випару, збільшення кількості атмосферних опадів, що випадають на поверхню моря, зменшення притоку солей з адвекцією чорноморських і сиваських вод).

Рівень моря

По оцінках (IPCC, 2007), рівень Світового океану в ХХ в. підвищувався зі швидкістю 1,7 мм/рік, а з 1993 р. рівень підвищується зі швидкістю 3,0 мм/рік, в основному за рахунок теплового розширення й танення материкового льоду. На більшості станцій узбережжя Азовського моря виявлені позитивні тенденції підвищення рівня моря, причому найбільші величини кутових коефіцієнтів лінійних трендів відзначаються за останні 60-65 років.

Швидкість підвищення рівня Азовського моря, розрахована за даними берегових спостережень, склала за столітній період 1,55 мм/рік, тобто величину, порівнянну з даними (IPCC, 2007). Слід зазначити, що за віковий період значимі тренди в бюджеті прісних вод моря (стік плюс опади мінус випар) відсутні, а приток осадового матеріалу в море поменшився. Отже, ріст рівня Азовського моря за останні сто років, найімовірніше, обумовлений тенденціями підвищення рівня Світового океану в цілому й рівня Чорного моря зокрема.

За останні десятиліття (1984-2009 і 1993-2009 рр.) швидкість підвищення рівня Азовського моря суттєво вище оцінок для Світового океану й становить 7,2 і 11,9 мм/рік відповідно. Такі високі величини росту рівня Азовського моря пов'язані переважно зі змінами загального обсягу води в басейні в ці роки, внаслідок підвищених величин бюджету прісних вод моря.

Динаміка вод

Дані чисельного моделювання показали, що циркуляція вод Азовського моря характеризується досить вираженими вихровими утворами, обумовленими морфометричними особливостями басейну й генеральним напрямком вітру.

На ділянках, паралельних напрямку вітру, потоки води мають ту ж спрямованість, що й вітер. На інших ділянках напрямок потоків залежить

від локальних особливостей берегової риси (наявності кіс, мисів і заток). Через мілководність і відносну ізольованість Таганрозької затоки від основної частини моря тут формується своя система циркуляції, що полягає в наявності декількох вихорів протилежного знака. Головною особливістю *поля течій* Азовського моря є існування компенсаційних протитечій у нижніх шарах. Так, якщо в поверхневому шарі 0-1 м течії спрямовані в основному по вітру (невеликі відхилення в межах 30-45° від напрямку вітру мають місце, у районах мисів і заток), то починаючи із глибин 3 м течія уже може відхилитися на 90° і більше. У шарі 5-10 м у центральній частині акваторії спостерігається добре виражена компенсаційна течія, спрямована проти вітру. Час формування протитечії в басейні становить у середньому 8-12 годин.

Таким чином, про кліматичні зміни гідрологічному режимі Азовського моря можна зробити наступні висновки.

Основні зміни в гідрологічному режимі Азовського моря виражаються в підвищенні температури води, зм'якшенні льодових умов, росту рівня й зменшенні солоності моря.

Найбільші величини лінійних трендів гідрологічних характеристик характерні для останніх 25-30 років після кліматичного зрушення 1976/ 77 рр. За цей період спостерігалось підвищені значення бюджету прісних вод моря (збільшення стоку рік і кількості атмосферних опадів, що випадають на поверхню моря, зменшення випару) і як наслідок - розпріснення Азовського моря.

ПИТАННЯ ДО САМОКОНТРОЛЮ:

- 1 Які оцінки зміни температури води Азовського моря?*
- 2 Які оцінки зміни рівня Азовського моря?*
- 3 Як змінюється водний баланс Азовського моря?*
- 4 Які оцінки зміни солоності води Азовського моря?*
- 5 Які наслідки в господарчої діяльності України можуть мати кліматичні зміни у приазовському регіоні?*

2.3 Повчання по виконанню індивідуального завдання

В межах самостійної роботи студентів передбачене індивідуальне завдання. Індивідуальне завдання полягає у виконанні реферативного огляду наукової статті за спеціальністю.

Реферативний огляд статті може модифікуватися у вигляді наступної інформаційної моделі:

I. Ситуація спілкування:

- 1) направленість на отримувача інформації;
- 2) основні задачі спілкування:
 - а) пізнавальна;
 - б) ціннісно-орієнтовна.

II. Структурно-композиційні частини:

- 1) характеристика компонентів змісту та структури тексту:
 - а) тема статті, її загальна характеристика;
 - б) проблема статті;
 - в) композиція статті;
 - г) ілюстрація позиції автора (авторів) роботи;
 - д) висновки автора (авторів) роботи;
- 2) характеристика смислових відношень:
 - а) характеристика авторського викладення інформації;
 - б) оцінка викладеної автором (авторами) інформації.

III. Мовний матеріал.

- 1) Якій проблемі присвячено джерело, вибране для реферативного огляду?
- 2) Чим є вибране джерело (критичне викладення основних теорій, рішення питання, дослідження і т.д.)?
- 3) Яка його мета?
- 4) Які задачі поставлені в роботі?
- 5) Який матеріал використовував автор?
- 6) В чому полягають основні проблеми роботи?
- 7) З яких розділів, частин, фрагментів складається робота?
- 8) Які дослідницькі операції реалізуються у главах, параграфах, фрагментах роботи?
- 9) Що автор вважає, стверджує?
- 10) Огляд літератури, виконаний автором.
- 11) Чим закінчує автор свою роботу?

Студенти виконують реферативний огляд письмово та захищають його. Максимальна сума – 20 балів.

2.4 Повчання по виконанню практичної частини курсу

Наведені нижче практичні роботи повинні бути виконані студентами під час аудиторних занять.

Оцінювання результатів виконання практичної роботи проводиться за такими критеріями:

Практична робота (у % від кількості балів, виділених на неї, із заокругленням до цілого числа):

0%	завдання не виконано;
1-59%	завдання виконано частково та містить суттєві помилки методичного або розрахункового характеру;
60-73%	завдання виконано повністю, але містить суттєві помилки у розрахунках або у методиці;
74-89%	завдання виконано повністю і вчасно, проте окремі несуттєві недоліки (розмірності, висновки, оформлення);
90-100%	Завдання виконано правильно, вчасно і без зауважень.

Максимальна кількість балів, яку може одержати студент при виконанні програми практичних занять становить 40 балів.

Загальні теоретичні відомості

Пояснимо поняття "клімат" більш точно. Даній точці \vec{r} в атмосфері (на земній поверхні або над нею) у цей момент часу t можна зіставити набір значень метеорологічних змінних $\vec{x} = \{x_1, x_2, \dots, x_k\}$. Вони за традицією називаються "метеорологічними величинами". Виберемо для роботи й зафіксуємо їх деяку досить повну сукупність $1, 2, \dots, K$. Така мінімальна сукупність звичайно містить у собі температуру, тиск, вологість повітря, його щільність, концентрацію домішок, здатних вплинути на погоду (наприклад, сприяти конденсації вологи й випаданню опадів), а також потоки променистої енергії. На земній поверхні в цю сукупність входять також й опади. Значення цих змінних і становлять основу опису клімату в розглянутій точці простору. Ці значення можуть бути отримані в результаті спостережень або обчислень.

У заданій області тривимірного простору U у межах заданого відрізка часу $[t_1, t_2]$ сукупність обраних метеорологічних змінних $\vec{x} = \{x_1, x_2, \dots, x_k\}$ буде змінюватися в часі певним чином: $x_k = f_k(\vec{r}, t)$. Тут $\vec{r} \in U$ — точка простору, а $t \in [t_1, t_2]$ — момент часу.

Вектор-функція

$$\vec{f}(\vec{r}, t) = \{f_1(\vec{r}, t), f_2(\vec{r}, t), \dots, f_k(\vec{r}, t)\},$$

що описує залежність точки K -мірного простору, у якому координатами є

метеорологічні величини, від точки \bar{r} фізичного тривимірного простору й моменту часу t , називається кліматом в області простору U на відріжку часу $[t_1, t_2]$.

Якщо U — вся земна куля, то говорять про глобальний клімат. За кліматологічною традицією при характеристиці клімату використовують звичайно проміжки часу не менш 30 років.

Таким чином, ми рятуємо себе від питання, чи міняється клімат. Він по визначенню різний для різних відрізків часу й областей нашого тривимірного простору. Коректні питання цього роду можуть виглядати, зокрема, у такий спосіб:

- Наскільки клімати в даній області U на відрізках часу $[t_1, t_2]$ й $[t'_1, t'_2]$ схожі або різні?

- Наскільки клімати в областях U й U' на відріжку часу $[t_1, t_2]$ схожі або різні?

Відповіді на ці й інші подібні питання можна одержати, аналізуючи дані вимірів або обчислень метеорологічних величин. Найпоширеніший спосіб аналізу клімату — розкладання функції $\bar{f}(\bar{r}, t)$ на тренд $f_0(\bar{r}, t)$ і шум $\varepsilon(\bar{r}, t)$:

$$\bar{f}(\bar{r}, t) = f_0(\bar{r}, t) + \varepsilon(\bar{r}, t).$$

Ця векторна рівність означає, що всі складові, відповідні обраним K метеорологічним змінним, представляються у вигляді суми тренда й шуму:

$$f_k(\bar{r}, t) = f_{k0}(\bar{r}, t) + \varepsilon_k(\bar{r}, t).$$

За змістом уведених понять, тренд - повільно мінлива частина, а шум - швидко мінлива. Звичайно, "повільно" й "швидко" не є об'єктивними характеристиками природних процесів. Ці поняття залежать від мети дослідження й визначаються дослідником.

Наприклад, якщо розглядати середньорічну температуру в приповерхневому шарі повітря в якій-небудь точці простору, то можна виділити повільну складову - довгостроковий тренд середньорічної температури - і швидко складову, що описує ненаправлену міжрічну мінливість.

Інший приклад пов'язаний із просторовою мінливістю. Якщо область U , клімат якої на деякому відріжку часу $[t_1, t_2]$ вивчається, має значну довжину по широті, то в повільну частину ввійде широтний тренд температури.

Шум звичайно описується статистичною моделлю. Часто передбачається, що $\varepsilon_k(\bar{r}, t)$ при різних t є реалізаціями деякого центрованого стаціонарного випадкового поля E_k . Воно характеризується, зокрема, автоковаріаціями значень у часі й просторі. Можна також вивчати кроссковаріаційні характеристики полів, що відповідають різним метеорологічним величинам.

При порівнянні кліматів в області U на відрізках часу $[t_1, t_2]$ й $[t'_1, t'_2]$ можуть виявлятися розходження як повільних складових кліматичних змінних, так і швидких, тобто можуть мінятися властивості випадкових полів E_k . Це дуже важливий клас змін клімату із прикладної точки зору. У цей клас входять зміни показників екстремальності клімату, зокрема, імовірності виходу значень метеорологічної змінної за певні верхні й нижні граничні значення. Типовий приклад - імовірність екстремально великих й екстремально малих значень кількості рідких опадів у досить тривалі відрізки часу. Це може викликати такі небезпечні явища, як посуха або повінь.

Клімат на Землі може змінюватися як по природних причинах, так і внаслідок антропогенного впливу. Серед природних факторів - варіації потоку сонячної енергії, що досягає верхньої границі земної атмосфери, зміни параметрів земної орбіти, а також ендогенні фактори, що породжують порівняно короткоперіодні циклічні зміни клімату (Ель-Ніньо й ін.). Серед антропогенних факторів - зміни кількості парникових газів в атмосфері (що тягне зміну парникового ефекту) і альbedo земної поверхні в процесі господарської діяльності.

При дослідженні зміни клімату в минулому, сьогоденні й майбутньому центральними питаннями є наступні:

- Наскільки змінився клімат (виявлення)?
- Яка частина цієї зміни може бути пов'язана з антропогенним впливом на кліматичну систему Землі, а яка - з дією природних факторів, що формують клімат (атрибуція)?

Зміни клімату впливають на стан господарських і природних систем, здоров'я населення. Цей вплив здійснюється разом із впливом безлічі інших факторів некліматичної природи - екологічних, економічних, демографічних й інших, що значно ускладнює аналіз вплив - відгук. У ряді випадків вплив "замаскованих" некліматичних факторів дуже великий, що перешкоджає виділенню кліматичного сигналу.

Таким чином, у загальному значенні для спостережуваної або очікуваної зміни величини будь-якої природи виявлення зміни є кількісне визначення зміни, супроводжувана оцінкою його невизначеності, а встановлення причин зміни - розкладання зміни на складові, пов'язані з дією різних факторів.

Оцінка лінійних трендів

Часто предметом дослідження є не мінливість якого-небудь параметра клімату або об'єкта впливу його зміни, а тенденції зміни на певному відрізку часу. Це особливо характерно для дослідження сучасних процесів, пов'язаних із кліматом, оскільки найбільш інтенсивні його зміни (потепління) почалися порівняно недавно - в 1960-1970-х роках. Такі тенденції найчастіше представляються у вигляді лінійних трендів, і

технологія їхнього виявлення не залежить від того, вивчається тренд параметра клімату або якого-небудь іншого параметра.

При оцінці лінійного тренда передбачається, що значення спостережуваної змінної x лінійно міняється з часом t , однак також піддано впливу факторів ненаправленої мінливості:

$$x(t) = a + b + \xi(t) \quad (1)$$

Тут a й b — константи, а $\xi(t)$ — незалежні реалізації центрованої випадкової величини з дисперсією D .

Для моментів часу t_1, t_2, \dots, t значення спостережуваної величини $x(t_1), x(t_2), \dots, x(t)$ відомі за даними моніторингу. Необхідно одержати оцінку коефіцієнтів a й b .

Ці оцінки знаходять методом найменших квадратів (МНК), тобто вибираються ті значення a й b , при яких досягається мінімум суми

$$\left[\sum_{n=1}^N (x(t_n) - a - b(t_n))^2 \right]$$

Цей метод дає наступні оцінки \hat{b} і \hat{a} відповідно:

$$\hat{b} = \frac{\sum_{n=1}^N (x(t_n) - M[x])(t_n - M[t])}{\sum_{n=1}^N (t_n - \hat{b}M[t])^2} \quad (2)$$

$$\hat{a} = M[x] - \hat{b} M[t] \quad (3)$$

де

$$M[x] = (\sum_{n=1}^N x(t_n))/N \quad \text{і} \quad M[t] = (\sum_{n=1}^N t_n)/N$$

Ці оцінки є статистично не зміщеними, тобто їхнє математичне очікування дорівнює значенню оцінюваних (але нам не відомих) параметрів b й a .

Щоб зрозуміти, як далеко можуть перебувати отримані оцінки від дійсних (нам не відомих) значень b й a , треба одержати уяву про їхні випадкові помилки. Для цього, по-перше, обчислимо так називані "залишки", тобто відхилення спостережуваних значень від пропонованою лінійною залежністю, знайденої методом найменших квадратів:

$$\hat{\xi}(t_n) = \hat{x}(t_n) - \hat{a} - \hat{b}t_n, \quad n = 1, 2, \dots, N \quad (4)$$

У припущенні про нормальність відхилень ξ відхилення $\hat{b} - b$ буде також розподілено нормально, причому статистично незалежна від $\hat{b} - b$ оцінка \hat{s} його помилки s обчислюється по формулі

$$\hat{s} = \sqrt{\frac{\frac{1}{N-2} \sum_{n=1}^N (\hat{\xi}(t_n))^2}{\sum_{n=1}^N (t_n - M[t])^2}} \quad (5)$$

У чисельнику — незміщена оцінка \hat{D} дисперсії D . Розподіл відносини $(\hat{b} - b)/\hat{s}$ є розподіл Стюдента з $(N - 2)$ ступенями свободи.

Із цього витікає, наприклад, що критерієм позитивності тренда може служити співвідношення

$$\hat{b} > \zeta \hat{s}$$

де ζ — відповідний квантиль розподілу Стюдента. Конкретне значення ζ залежить від довжини ряду спостережень N . Наприклад, при $N = 18$ для рівнів значимості 0,90 й 0,99 значення ζ рівні 1,337 й 2,583 відповідно.

Установлення причин зміни (атрибуція)

Аналіз рядів даних

Розглянемо два ряди даних $\{x(t_1), x(t_2), \dots, x(t_n), \dots, x(t)\}$ й $\{q(t_1), q(t_2), \dots, q(t_n), \dots, q(t)\}$, які являють собою послідовність значень спостережуваних величин x й q — передбачуваної залежної величини й досліджуваної змінної відповідно — у моменти часу $t_1, t_2, \dots, t_n, \dots, t$. Передбачається, що

$$x(t) = a + bt + \zeta(t) \quad \text{I} \quad q(t) = c + dt + \eta(t). \quad (6)$$

Тут t — час, $\zeta(t)$ і $\eta(t)$ — незалежні реалізації центрованих випадкових величин й n, a, b, c й d — константи.

Можна оцінити коефіцієнт кореляції величин x й q між собою в якщо $b = 0$ й $d = 0$ (тобто часовий тренд відсутній), а також коефіцієнт кореляції їхніх відхилень ζ і η від лінійних трендів (якщо вони є).

В першому випадку коефіцієнт коваріації C_{xq} змінних x й q оцінюється по наступній формулі:

$$C_{xq} = \frac{\sum_{n=1}^N (x(t_n) - M[x])(q(t_n) - M[q])}{N-1} \quad (7)$$

де

$$M[x] = (\sum_{n=1}^N x(t_n))/N$$

$$M[q] = (\sum_{n=1}^N q(t_n))/N$$

Коефіцієнт кореляції R_{xq} обчислюється по формулі

$$R_{xq} = \frac{C_{xq}}{\sqrt{C_{xx}}\sqrt{C_{qq}}} \quad (8)$$

У другому випадку оцінка коефіцієнта кореляції $R_{\zeta\eta}$ відхиленя від лінії регресії виконується в такий спосіб.

Спочатку методом найменших квадратів оцінюються коефіцієнти лінійних регресійних залежностей $(a + bt)$ і $(c + dt)$ виходячи з рядів даних $\{x(t_1), x(t_2), \dots, x(t_n), \dots, x(t_N)\}$ і $\{q(t_1), q(t_2), \dots, q(t_n), \dots, q(t_N)\}$ відповідно; $\hat{a}, \hat{b}, \hat{c}, \hat{d}$ — отримані оцінки. Нагадаємо формули для a й b (для c и d вони аналогічні):

$$\hat{b} = \frac{\sum_{n=1}^N (x(t_n) - M[x])(t_n - M[t])}{\sum_{n=1}^N (t_n - M[t])^2}$$

$$\hat{a} = M[x] - \hat{b} M[t]$$

Потім формуються ряди $\{\hat{\xi}(t_1), \hat{\xi}(t_2), \dots, \hat{\xi}(t_n), \dots, \hat{\xi}(t_N)\}$ і $\{\hat{\eta}(t_1), \hat{\eta}(t_2), \dots, \hat{\eta}(t_n), \dots, \hat{\eta}(t_N)\}$, шляхом виключення з рядів вихідних значень лінійного тренда:

$$\hat{\xi}(t_n) = x(t_n) - \hat{a} - \hat{b}t_n, \quad \hat{\eta}(t_n) = q(t_n) - \hat{c} - \hat{d}t_n, \\ n = 1, 2, \dots, N.$$

(9)

Потім оцінюється коефіцієнт кореляції $R_{\xi\eta}$ величин ξ і η по формулі

$$R_{\xi\eta} = \frac{(\sum_{n=1}^N \hat{\xi}_n \hat{\eta}_n)/(N-2)}{\sqrt{(\sum_{n=1}^N \hat{\xi}_n^2)/(N-2)} \sqrt{(\sum_{n=1}^N \hat{\eta}_n^2)/(N-2)}} \quad (10)$$

Ця формула практично ідентична формулі для розрахунку R_{xq} . Однак середні віднімати не треба, оскільки теоретично вони дорівнюють нулю. А ділити потрібно не на $(N - 1)$, а на $(N - 2)$, оскільки статистичних ступенів свободи на одну менше. У чисельнику - оцінка коефіцієнта коваріації

величин ζ і η , а в знаменнику - добуток оцінок їх середньоквадратичних відхилень (під квадратними коріннями - оцінки дисперсій величин ζ і η).

Властиво, виявлення зміни $\overline{\Delta q}(t) = (\Delta q_1(t), \Delta q_2(t), \dots, \Delta q(t))$ в одному ряді даних (наприклад, в одній точці простору) у загальному випадку не дає ніякої інформації про його причини, наприклад, про його кліматогенній складовій. Більше того, спільний аналіз однієї пари тимчасових рядів даних якої-небудь змінної q й її передбачуваного кліматичного драйвера x (нижні індекси тут опущені для спрощення символіки) також недостатній для атрибуції. У цьому випадку дослідники часто помилково покладаються на метод кореляційного аналізу. Однак варто мати на увазі наступне:

— коефіцієнт R_{xq} характеризує взаємозалежність ненаправлених відхилень змінних x и q від їхніх середніх значень у ситуації відсутності систематичних змін цих змінних;

— коефіцієнт $R_{\xi\eta}$ характеризує взаємозалежність ненаправлених відхилень змінних x й q від їхніх ліній трендів у ситуації наявності систематичних змін цих змінних;

— обидва коефіцієнти ніяк не характеризують взаємозалежність систематичних змін цих змінних — коефіцієнтів регресії b й d .

Іноді при статистичних оцінках коефіцієнт R_{xq} виходить досить великим. Однак це не свідчить про причинно-наслідковий зв'язок, а лише означає, наприклад, що обидві змінні мінялися приблизно лінійно. Якби їхня зміна в часі було лінійною, модуль коефіцієнта R_{xq} був би дорівнює 1. Правда, така зміна в часі при відсутності систематичних змін малоімовірна.

Якщо в дослідженні є не одна пара тимчасових рядів $\{x(t_1), x(t_2), \dots, x(t_n), \dots, x(t)\}$ й $\{q(t_1), q(t_2), \dots, q(t_n), \dots, q(t_N)\}$, а деяка сукупність таких пар, то аналіз взаємозалежності змінного x й q можливий. Наприклад, оцінивши для кожної такої пари тимчасових рядів коефіцієнти b й d , можна зіставляти їхні оцінки b й d для елементів наявної сукупності. Зокрема, можна вивчати число тих елементів сукупності, для яких b й d мають однакові (різні) знаки. Якщо воно відносно велико, і така ситуація відповідає теоретичним (апріорним) умовам, то можна робити відповідні висновки про причини спостережуваних змін.

Приблизно така схема аналізу була реалізована Міжурядовою групою експертів по зміні клімату (МГЕЗК) у Четвертій оцінній доповіді (Climate Change 2007, 2007a, 2007b). У ньому розглянута значна сукупність точок простору, де розташовувалися фізичні або біологічні системи. Їхні зміни виявилися в переважній більшості випадків погоджені з теоретичними уявами про вплив потепління клімату, що послужило аргументом на користь того, що спостережувані зміни систем - наслідок потепління.

Практична робота №1

Аналіз кліматичних змін рівня моря

Ціль роботи – провести порівняльний аналіз змін рівня моря в різних районах Світового океану й виділити кліматичну складову цих змін. Для виключення впливу рухів морського дна, використати крім даних берегових спостережень за рівнем також супутникові альтиметричні спостереження.

Вихідні дані.

1. Дані коливань рівня на двох берегових станціях: на чорноморському узбережжі й на узбережжя Світового океану.
2. Супутникові альтиметричні дані коливань рівня у двох точках, у безпосередній близькості від берегових станцій.
3. Величини стоку р. Дунай.

Порядок виконання роботи.

1. До виконання контрольних робіт варто приступитися після ретельного вивчення рекомендованих глав літератури. Для виконання завдань корисні відомості про розрахункові формули, а також великий обсяг довідкових даних, можна знайти в (Вайновський, Малінін, 1990).
2. Витягти дані коливань рівня на двох берегових станціях на сайті: <http://www.psmsl.org/data/obtaining/stations/>
3. Витягти дані коливань рівня у двох точках Світового океану на сайті: http://www.cmar.csiro.au/sealevel/sl_data_cmar.html
4. Привести отримані дані на берегових станціях у відповідність один одному, тобто
 - Дискретність спостережень вибрати рівної 1 місяць;
 - Строки проведення спостережень повинні бути однаковими.
5. Побудувати графіки вихідних рядів рівня моря на берегових станціях. Візуальний аналіз графіків дозволяє якісно оцінити мінливість рядів, наявність періодичних коливань і тренда.

Розрахувати основні параметри статистичних рядів (Розрахункові завдання можна виконувати як з використанням стандартних статистичних пакетів (MATLAB, STATISTICA, SPSS, Мезозавр, EXCEL й ін.) з вихідом результатів на печатку, так і вручну, за допомогою калькулятора):

- а) середнє арифметичне, що характеризує центр ваги числового ряду

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i,$$

де n - довжина ряду

б) дисперсію

$$D = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2;$$

в) стандартне відхилення

$$\sigma = \sqrt{D};$$

г) коефіцієнт варіації

$$c = \sigma / \bar{x}.$$

Параметри D , σ і c характеризують розсіювання ряду щодо центра ваги числового ряду й відрізняються друг від друга розмірністю;

д) коефіцієнт асиметрії, що показує ступінь асиметрії ряду щодо його центра

$$As = \frac{1}{n\sigma^3} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^3;$$

е) коефіцієнт ексцесу, що характеризує крутість емпіричній кривій розподілу

$$Ex = \left[\frac{1}{n\sigma^4} \sum (x_i - \bar{x})^4 \right] - 3;$$

ж) медіану - центральне значення ранжируваного ряду, тобто розташованого в порядку зростання або убутання його членів. При парному числі членів ряду ($N=2m$) за медіану можна умовно прийняти середнє значення між центральними значеннями ранжируваного числового ряду, тобто

$$Me = \frac{1}{2}(x_m + x_{m+1});$$

з) моду (або моди), що представляє найбільш імовірне (часто зустрічається) значення вихідного ряду. Мода оцінюється по емпіричній функції розподілу як значення характеристики в центрі інтервалу, для якого відзначається локальний максимум імовірності. Мода може бути одна, дві або трохи. Відповідно, розподіл називають одномодальним, двомодальним або багатомодальним.

6. Оцінити взаємозв'язок рядів коливань рівня моря, шляхом розрахунку коефіцієнта кореляції між ними

$$r = \frac{\text{cov}(x, y)}{\sigma_x \sigma_y} = \frac{\sum (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{n\sigma_x \sigma_y}.$$

7. Розрахувати рівняння лінійної регресії між ними

$$y=ax+b,$$

де a – коефіцієнт регресії, що представляє собою тангенс кута нахилу лінії регресії до осі абсцис;

b – вільний член, що представляє відстань від початку координат до перетинання осі ординат рівнянням регресії.

8. Розрахувати лінійне рівняння трендової складовій

$$H(t) = a_0 + a_1 t$$

де H – рівень моря; t – час; a_0 й a_1 – коефіцієнти.

Варто звернути увагу, що оскільки в якості незалежної змінної виступає час, то вона буде мати вигляд $t=1,2,\dots,n$, де n - довжина вихідної реалізації, а залежною змінною є ряд рівня моря.

9. Розбити ряди спостережень на берегових станціях на дві ділянки: перший - від початку спостережень до 1990 року, другий - від 1990 року до кінця спостережень.
10. Повторити пп. 5-9 для рядів спостережень на берегових станціях до 1990 року.
11. Повторити пп. 5-9 для рядів спостережень на берегових станціях після 1990 року.
12. Привести отримані дані супутникових спостережень за рівнем моря у відповідність один одному, тобто
- Дискретність спостережень вибрати рівної 1 місяць;
 - Строки проведення спостережень повинні бути однаковими.
13. Повторити пп. 5-9 для рядів супутникових спостережень за рівнем моря.
14. Розрахувати коефіцієнти кореляції між всіма рядами спостережень із 1990 року.
15. Оцінити ступінь зв'язку коливань рівня Чорного моря зі стоком р. Дунай. Для цього визначити коефіцієнти кореляції між стоком Дунаю й коливаннями рівня й розрахувати рівняння лінійної регресії між ними.
16. Провести аналіз отриманих результатів. При цьому необхідно звернути увагу на наступне:
- Визначити наявність або відсутність лінійного тренда в рядах спостережень;
 - При наявності тренда визначити його знак і величину;
 - Зрівняти характеристики тренда на берегових станціях Чорного моря й океанських станцій;
 - Оцінити ступінь зв'язку коливань рівня в Чорному морі й Світовому океані;

- Визначити величини рухів земної кори на берегових станціях;
- Оцінити кліматичну мінливість стоку р. Дунай;
- Оцінити ступінь зв'язку коливань рівня Чорного моря зі стоком р. Дунай.

Контрольні питання для самоперевірки.

1. Від яких факторів залежать коливання рівня Світового океану?
2. Від яких факторів залежать коливання рівня Чорного моря?
3. Які оцінки зміни рівня Світового океану в 20-м столітті?
4. Які оцінки зміни рівня Світового океану в нинішнім сторіччі?
5. Які оцінки зміни рівня Чорного моря?
6. Що є основною причиною зміни рівня Світового океану в минулому сторіччі?
7. Який принцип виміру коливань рівня моря із супутників?

Практична робота №2

Аналіз кліматичних змін температури моря

Ціль роботи – провести порівняльний аналіз змін температури води в різних районах Світового океану й виділити кліматичну складову цих змін. Зрівняти зміни температури в поверхневому шарі й на різних глибинах.

Вихідні дані.

1. Дані по температурі води в Чорному морі на станції Одеса-порт.
2. Температура поверхні моря в одному з районів Світового океану із сайту: <http://data.giss.nasa.gov/gistemp/>.
3. Температура води, обмірювана на одному з горизонтів на буйковій станції в екваторіальній зоні Тихого океану в рамках експерименту ТОГА ТАО. Вибрати на сайті: <http://www.pmel.noaa.gov/tao/>

Порядок виконання роботи.

Порядок виконання даної роботи практично мало відрізняється від порядку виконання попередньої роботи. Після вибору вихідних даних і приведення їх до однакового виду, варто повторити обчислення пп. 5-8 попереднього завдання для кожного з обраних рядів спостережень. Потім розділити ряд спостережень на ст. Одес-порт на дві частини (до 1990 року й після) і ще раз повторити ці обчислення для кожної частини окремо. Після цього виконати п. 14 і провести аналіз отриманих результатів. Для цього необхідно звернути увагу на наступне:

- Визначити наявність або відсутність лінійного тренда в рядах спостережень;
- При наявності тренда визначити його знак і величину;
- Зрівняти характеристики тренда на станції Одес-порт й у відкритому океані;
- Оцінити ступінь зв'язку змін температури поверхні в Чорному морі й Світовому океані;
- Оцінити кліматичну мінливість змін температури на обраному горизонті;
- Порахувати коефіцієнти кореляції між змінами температури на обраному горизонті й на поверхні.

Контрольні питання для самоперевірки

1. Від яких факторів залежать зміни температури океану?
2. Де відбувається поглинання більшої частини сонячної радіації, що надійшла на Землю?
3. Які оцінки зміни температури Світового океану в 20-м столітті?
4. Які оцінки зміни температури Світового океану в нинішньому сторіччі?
5. Які оцінки зміни температури води Чорного моря?
6. Як часто повторюються цикли явища Ель-Ніньо?
7. Який принцип виміру температури моря із супутників?
8. Як глобальне потепління може вплинути на термохалінну циркуляцію в океані в найближчому майбутньому?
9. Якщо майже 90% енергії, одержуваною Землею від Сонця, надходить в океани, чому середня температура океанів зросла за останні кілька років на величину, що може здатися незначною?
10. Які міжнародні експерименти по вивченню кліматичних змін у Світовому океані Ви знаєте?

Література:

1. Вайновский П.А., Малинин В.Н. Методы обработки и анализа океанологической информации, Л., Изд.ЛГМИ, 1992, 136 с.
2. Отнес Р., Эноксон Л. Прикладной анализ временных рядов. – М.: Мир, 1982, 428 с.
3. http://climate2013.org/images/report/WG1AR5_SPM_brochure_ru.pdf
4. <http://www.psmsl.org/data/obtaining/stations/>
5. http://www.cmar.csiro.au/sealevel/sl_data_cmar.html
6. <http://www.pmel.noaa.gov/tao/>

3 ОРГАНІЗАЦІЯ КОНТРОЛЮ ЗНАНЬ ТА ВМІНЬ СТУДЕНТІВ

3.1 Методика оцінки всіх видів підготовки студентів

Кредитно-модульна система оцінки знань, вмінь та навичок передбачає розподіл програми навчальної дисципліни «Моніторинг верхньої атмосфери» на структурно-логічні завершені змістовні модулі, які можна оцінити певною кількістю балів.

Три змістових модуля: два з теоретичної частини курсу – ЗМ–Л1, ЗМ–Л2 та один з практичної частини – ЗМ–П1. Види завдань та кількість балів, що нараховані за їх вчасне виконання, додаються у наступній таблиці.

Форма контролю рівня засвоєння змістових модулів (ЗМ):

- опитування під час практичних та лекційних занять;
- виконання практичної роботи під наглядом викладача в аудиторії;
- письмові контрольні роботи з теоретичної частини.

№ п/п	Види завдань, за які нараховуються бали	Максимальна кількість балів, яка може бути нарахована за захист модуля
1	2	3
Теоретичний змістовий модуль №1		
1	Теоретична контрольна робота з дисципліни	20
	Загальна сума по теоретичному модулю	20
Теоретичний змістовий модуль №2		
1	Теоретична контрольна робота з дисципліни	20
	Загальна сума по теоретичному модулю	20
Індивідуальне завдання		20
Практичний змістовий модуль №1		
1	Практична робота: «Аналіз кліматичних змін рівня моря»	20
2	Практична робота: «Аналіз кліматичних змін температури моря»	20
	Загальна сума по практичному модулю	40
Загальна кількість балів з дисципліни		100

Сума отриманих балів складається з суми виконаних своєчасно контрольних заходів. Максимальна сума балів, яку може набрати студент, складає 100 балів, з них по теоретичному курсу – 40 балів, по практичній частині – 40 балів, за виконання індивідуального завдання – 20 балів.

Організація підсумкового контролю побудована згідно положення «Про проведення підсумкового контролю знань студентів» (наказ №45 від 1.03.2013 р.) – врахування накопичених студентом за навчальний семестр результатів поточного контролю та залікової контрольної роботи.

Формою підсумкового контролю є іспит. Іспит формується у вигляді тестових завдань закритого типу по всьому переліку питань з дисципліни. Загальний бал іспиту є еквівалентом відсотка правильних відповідей на запитання.

Підсумкова оцінка є середнім арифметичним між семестровою оцінкою та оцінкою, отриманою на іспиті.

Шкала переходу до якісної 5-бальної системи оцінювання

За національною шкалою	За шкалою ECTS	За системою ОДЕКУ(у %)
відмінно	A	90-100
добре	B	82-89,9
	C	74-81,9
задовільно	D	64-73,9
	E	60-63,9
не задовільно	FX	35-59,9
	F	01-34,9

3.2 Перелік базових знань та вмінь

Узагальнюючи інформацію, що викладена в підпунктах 2.1 та 2.2, можна навести повний перелік базових знань та вмінь з дисципліни «Моніторинг верхньої атмосфери»:

1) Тема «Клімат і його вплив на господарську діяльність.»:

- поняття «клімат» і його природна мінливість;
- антропогенний вплив на глобальний клімат;
- зміни клімату та їх можливі наслідки;
- реакції систем на зміни клімату.

2) Тема «Роль океану в змінах клімату»:

- механізми впливу океану на клімат;

- що таке явище Ель-Ніньо і його вплив на кліматичну систему Землі;
 - першочергові завдання вивчення мінливості Світового океану.
- 3) Тема «Спостережувані зміни кліматичної системи»:
- за якими ознаками можна казати про кліматичні зміни;
 - що таке парниковий ефект;
 - тренди змін компонентів кліматичної системи Землі в останні роки.
- 4) Тема «Майбутня глобальна і регіональна зміна клімату»:
- різні сценарії кліматичних змін у майбутньому;
 - регіональні особливості майбутніх кліматичних змін.
- 5) Тема «Кліматичні зміни гідрологічного циклу Чорного моря»:
- коливання температури води у Чорному морі;
 - коливання солоності у Чорному морі;
 - зміни балансу водних мас у Чорному морі;
 - зміни циркуляції вод у Чорному морі;
 - коливання рівня Чорного моря.
- 6) Тема «Кліматичні зміни гідрологічного циклу Азовського моря»:
- коливання температури води у Азовському морі;
 - коливання солоності у Азовському морі;
 - зміни водного балансу у Азовському морі;
 - зміни циркуляції вод у Азовському морі;
 - коливання рівня Азовського моря.