

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

І.Г. РУБАН

**ВПЛИВ КЛІМАТИЧНИХ ЗМІН НА ГАЛУЗІ ЕКОНОМІКИ
УКРАЇНИ**

(КАФЕДРА ОКЕАНОЛОГІЇ ТА МОРСЬКОГО ПРИРОДОКОРИСТУВАННЯ)

(КОНСПЕКТ ЛЕКЦІЙ)

2015

УДК 551.58 + 551.583.2 + 551.581.1

ББК 26.237

Рубан І.Г. Вплив кліматичних змін на галузі економіки України (Кафедра океанології та морського природокористування). Конспект лекцій. – Одеса, ОДЕКУ, 2015 р. – с.48.

Розглянуті окремі складові зміни навколишнього середовища, спричинені кліматичними факторами. Територія вивчення включає Північне Причорномор'я.

Конспект лекцій призначений для студентів очної форми навчання.

Дозволено до використання у навчальному процесі в електронному вигляді за рішенням методичної ради Одеського державного екологічного університету (протокол № від 2015 р.)

ОДЕКУ, 2015 р.

ЗМІСТ

1	КЛІМАТ І ЙОГО ВПЛИВ НА ГОСПОДАРСЬКУ ДІЯЛЬНІСТЬ.....	4
1.1	Клімат і його природна мінливість.....	4
1.2	Антропогенний вплив на глобальний клімат.....	5
1.3	Зміни клімату та їх можливі наслідки: причини стурбованості.....	5
1.4	Реакції систем на зміни клімату: чутливість, адаптаційна здатність, уразливість, ризик.....	8
2	РОЛЬ ОКЕАНУ В ЗМІНАХ КЛІМАТУ.....	11
3	СПОСТЕРЕЖУВАНІ ЗМІНИ КЛІМАТИЧНОЇ СИСТЕМИ.....	14
3.1	Атмосфера.....	14
3.2	Океан.....	16
3.3	Кріосфера.....	17
3.4	Рівень моря.....	18
3.5	Вуглецевий і інші біогеохімічні цикли.....	19
4	МАЙБУТНЯ ГЛОБАЛЬНА І РЕГІОНАЛЬНА ЗМІНА КЛІМАТУ.....	20
4.1	Атмосфера: Температура.....	21
4.2	Атмосфера: Гідрологічний цикл.....	22
4.3	Атмосфера: Якість повітря.....	23
4.4	Океан.....	24
4.5	Кріосфера.....	24
4.6	Рівень моря.....	25
4.7	Вуглецевий і інші біогеохімічні цикли.....	27
5	КЛІМАТИЧНІ ЗМІНИ ГІДРОЛОГІЧНОГО ЦИКЛУ ЧОРНОГО МОРЯ.....	28
5.1	Температура.....	29
5.2	Солоність.....	31
5.3	Водні маси.....	32
5.4	Циркуляція вод.....	36
5.5	Рівень моря.....	38
6	КЛІМАТИЧНІ ЗМІНИ ГІДРОЛОГІЧНОГО ЦИКЛУ АЗОВСЬКОГО МОРЯ.....	39
6.1	Льодовий режим.....	41
6.2	Водний баланс.....	42
6.3	Температура води.....	43
6.4	Солоність води.....	44
6.5	Рівень моря.....	45
6.5	Динаміка вод.....	45
	ЛІТЕРАТУРА.....	46

1 КЛІМАТ І ЙОГО ВПЛИВ НА ГОСПОДАРСЬКУ ДІЯЛЬНІСТЬ

У цій лекції ми коротко повторимо зміст перших двох розділів нашої дисципліни «Вплив кліматичних змін на галузі економіки України»

1.1 Клімат і його природна мінливість

Людина має "уроджене" уявлення про клімат у силу історичного досвіду — клімат завжди безпосередньо впливав на здоров'я людини й господарську діяльність. Існує досить багато формальних визначень клімату. Ми тут зупинятися на них не будемо, оскільки їх порівняльний аналіз — це не наша справа. Наведемо лише пояснювальне формулювання Міжурядової групи експертів по зміні клімату (МГЕЗК), яке достатнє для розв'язання прикладних завдань (Climate Change 2001, 2001b, pp. 982-996).

Клімат звичайно визначається, 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 та 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 змінювався (Mokhov et al., 2005). Ці природні зміни були також дуже помітними й в останні 2000 років. На рис. 1 наведена зміна температури на станції Восток, в Антарктиді (аномалія стосовно середньої температури кінця ХХ століття).

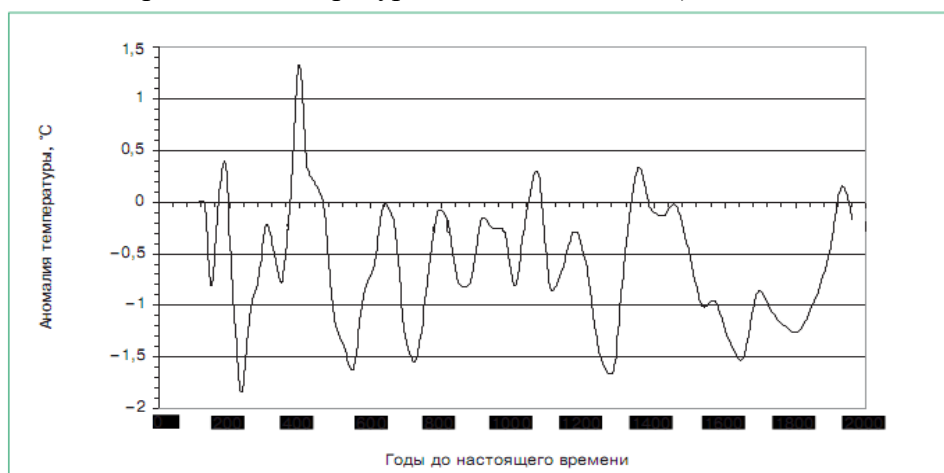


Рис. 1 Зміна температури повітря в приповерхневому шарі в нашу еру; оцінки отримані методом палеорекострукції за результатами аналізу льодяних кернів зі станції Восток (Mokhov et al., 2005).

1.2 Антропогенний вплив на глобальний клімат

Парниковий ефект, відкриття якого відбулося ще у роботах Тіндалла (Tyndall, 1861) і Арреніуса (Arrhenius, 1896), згодом серйозно досліджувався вченими у зв'язку з можливістю його посилення через антропогенні викиди парникових газів (наприклад, Будико, 1972; Будико, Ізраель, 1987).

Наявність передумов до антропогенного потепління клімату (посилення природного парникового ефекту через антропогенні емісії парникових газів), потепління клімату, що вже відбулося (його видно з даних моніторингу клімату) і його можливі негативні наслідки посилили увагу до цієї проблеми у світовому науковому співтоваристві, у тому числі й з боку вітчизняних наукових шкіл (Лялько, 2010, Шестопапов і ін., 2011).

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 альbedo атмосфери. (Ізраель, 2005; Crutzen, 2006; Wigley, 2006).

На міжнародному рівні Міжурядова група експертів по зміні клімату підготувала кілька оцінних доповідей про зміну клімату, його наслідках і можливостях пом'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.

1.3 Зміни клімату та їх можливі наслідки: причини стурбованості

Будь-які параметри клімату — середнє значення температури або сума опадів, розкид поточних значень щодо цих середніх, частоти екстремальних значень (тобто більших від 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 з природних і антропогенних причин.

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 землею поверхнею й збіглою 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 змінюється бюджет енергії, специфічний на різних висотах, що спричиняє 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 зумовлюють його природну 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 природної 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 природної мінливості клімату, спостережуваної протягом відповідних періодів часу".

За оцінками 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 $0,5\pm 0,1^{\circ}\text{C}$.

Виявилось загальне вирівнювання кліматичного поля річних сум опадів. У північно-західних регіонах України, де річна сума опадів була досить високою (650-750 мм/рік), вона зменшилася приблизно на 10-15%, а в південно-східних регіонах, де річна сума опадів була відносно низкою (350-450 мм/рік) – підвищилася приблизно на 10%. Виявлено 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. Установлено також різке зниження кількості опадів у весняні місяці, особливо в травні, й восени, переважно у вересні.

Слід зазначити, що, говорячи про клімат ХХІ століття й майбутніх століть, ми в принципі не можемо мати про нього точних відомостей. Адже клімат Землі змінюється як по природним, так і з антропогенних причин, а в близькому майбутньому довгостроковий точний прогноз обох компонентів неможливий. Якщо природні зміни пов'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 ніж 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, оснований 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 природної зміни їх концентрацій в атмосфері й клімату Землі.

Неможливість довгострокового прогнозу (на 100 років і більше) соціально-економічного розвитку й, як наслідок, траєкторій емісій кліматично активних речовин зумовила введення в науковий побут терміна "перспективна оцінка" або "проекція" (в англійській літературі — projection). По суті, це — умовний прогноз, тобто прогноз при певних взятих умовах, при певному сценарії майбутнього антропогенного впливу на кліматичну систему, в 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 уяви 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.

Які ж причини стурбованості світового співтовариства щодо зміни клімату? На рис.2 зображені історичні дані про зміни концентрації діоксида вуглецю в доіндустріальну еру за останні 400 000 років за даними станції Восток (Антарктида) і її зміни з 1850 по 2000 р. за даними станції Мауна-Лоа (Гавайї). Оскільки CO_2 — газ, що добре переміщується (тобто його довгочасні рівні скрізь приблизно однакові), ці два ряди даних можна порівняти.

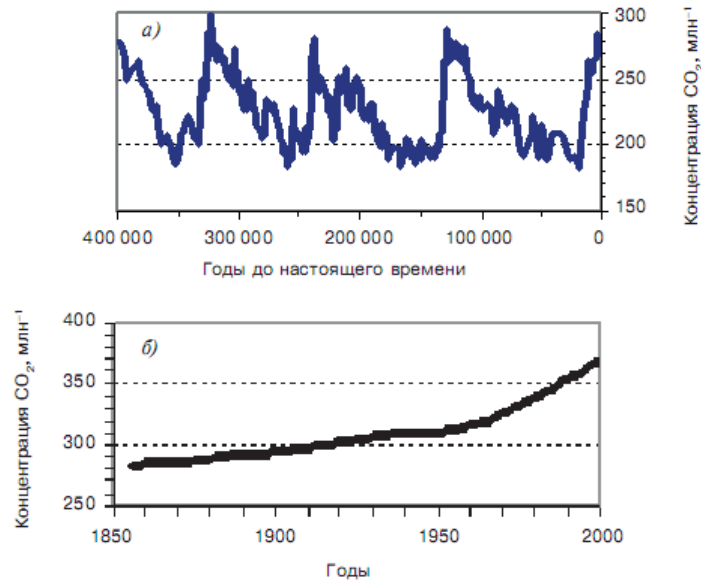


Рис. 2 Концентрація CO_2 , млн⁻¹: *а*) історичні дані зі станції Восток, Антарктида (Barnola et al., 2003); *б*) середньорічні значення в приповерхневому шарі на станції Мауна-Лоа: за 1959-2000 рр. — дані інструментальних вимірів, а до 1959 р. — кореляційна реконструкція за результатами вимірів концентрації в льодяних ядрах на станції Лоу Доум по даним (Etheridge et al., 1998) (Семенов С.М. и др., 2008)

На рис.2а добре видно, що концентрація коливалася в діапазоні 180-300 млн⁻¹ в останні 400 000 років до початку істотних антропогенних емісій, а з початку 1900-х років, навпаки, завжди була більшою за 300 млн⁻¹, зростаючи до кінця ХХ століття до приблизно 370 млн⁻¹ — див. рис.2б. Коливання концентрації, зображені на рис.2а, — природні. Споконвічним провідним фактором цих коливань є температура, циклічні коливання якої були пов'язані з орбітальними факторами. Підвищення температури спричиняє зрушення рівноваги між атмосферним і океанічним CO_2 на користь атмосферного. Причина зміни концентрації CO_2 , зображеного на рис.2б, зовсім інша. Це — наслідок антропогенних емісій, у ході яких загальна кількість CO_2 , що циркулює в кліматичній системі, збільшується. Зумовлене цим посилення парникового ефекту приводить до потепління, що накладається на природні коливання. Якщо мати на увазі останні 400 000 років, то клімат Землі зараз перебуває в теплій фазі. Саме тому додаткове антропогенне потепління сприймається як "потенційно небезпечне".

МГЕЗК у своїй Синтезуючій доповіді до Третьої оцінної доповіді (Climate Change 2001, 2001, р. 68) наводить 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 загрозливому 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 призвести до несприйнятливих ризиків і небезпекам, пов'язаних з об'єктами або ж процесами цих п'яти категорій.

1.4 Реакції систем на зміну клімату: чутливість, адаптаційна здатність, уразливість і ризик

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

Чутливість — ступінь, в якому система може бути порушена (сприятливим або ж несприятливим образом) впливом, пов'язаним зі 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, використання сприятливих можливостей або ж до подолання наслідків.

У літературі зустрічаються такі 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 відповідають приватним цілям);
- суспільні адаптації (ті, що вживають на рівні суспільства й відповідають суспільним цілям).

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 такою символічною формулою

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

Уразливість тим більша, чим більша 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 такому сенсі: якщо відомі ймовірності (fX_n) подій X_1, X_2, \dots, X_N (повна система подій — сума ймовірностей дорівнює 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 вимірюється добутком $R(X_n) = D(X_n) f(X)$. Цей підхід до оцінки ризиків — risk assessment (Morgan and Henrion, 1990) — давно вийшов за межі економіки й широко

вживається в прикладних розділах інших наук, у тому числі кліматології й екології. При цьому збиток вимірюється рідко в грошових одиницях, а частіше — у натуральних або ж умовних. Рис.3 ілюструє визначення поняття ризику для прикладу підйому води в річці: збиток (в умовних одиницях) зростає лінійно, але ймовірності різних рівнів такі, що ризик максимальний при підйомі води на 4 м.

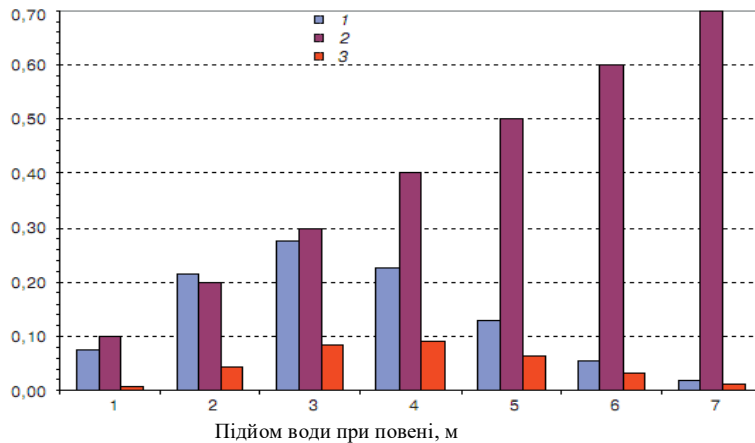


Рис. 3 Ілюстрація понять імовірності (1) небажаної події, збитку (2) і ризику (3)

Часто в найпростішому випадку розглядаються всього два результати: X_1 — небажана подія не відбулася, а X_2 — відбулася. У першому випадку $D(X_1) = 0$, а в другому $f(X_2)$ - імовірність небажаної події, $D(X_2)$ — виникаючий збиток, а $R(X_2) = D(X_2) \cdot f(X_2)$ — ризик, пов'язаний з настанням небажаної події. Якщо збиток вимірюється в умовних одиницях, то, якщо прийняти за одиницю збиток, що виникає при реалізації небажаної події, числове значення ризику в цьому прикладі із двома результатами збігається з імовірністю цієї небажаної події.

Імовірність f у свою чергу, можна представити у вигляді добутку ймовірності виникнення небажаної події H і ймовірності P виникнення його впливу на реципієнта за умови, що подія (наприклад, повінь) відбулася. Останнє можна пояснити наступним рисунком (рис.4).

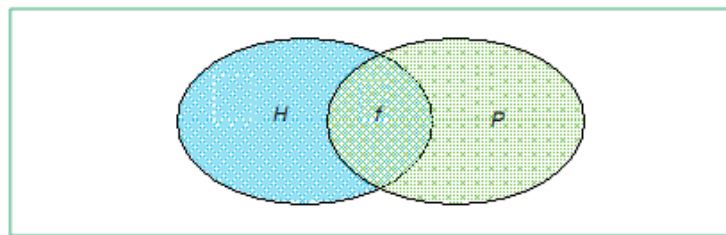


Рис.4 Збиток виникає (імовірність f), коли відбулася небажана подія (імовірність H) і реципієнт піддався впливу (імовірність P): $f = HP$.

Для випадку повені й розливу ріки H — імовірність цієї події, а P — частка населення, яка проживає в даній місцевості на землях, що затоплюються.

Значення як H , так і P можуть залежати від заходів адаптації. Так, у прикладі з повінню H деякою мірою залежить від стану місцевих захисних гідротехнічних споруд, а P — від ступеня індивідуальної захищеності людей, зокрема від вибору місця для будівництва житла.

Вживання грошового вираження збитку в оцінках ризику недоречно в тих випадках, коли мова йде про втрату людських життів, збитку завданого унікальним природним системам і глобальним кліматоутворюючим системам.

Методично доцільно розрізняти первинні й вторинні ризики. Наприклад, у результаті стійкої літньої посухи виникає первинний ризик для врожаю сільськогосподарських культур, а також вторинний ризик, пов'язаний з пожежонебезпекою.

Слід зазначити, що поняття ризик ще не зовсім устоялося в прикладних дослідженнях і іноді вживається в різних сенсах.

Базова концепція гранично допустимих рівнів зміни клімату для біосфери Землі була висунута й розвинена в роботі (Ізраель, 1979). 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 (Patwardhan et al., 2003). 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 потребує 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 льодяним 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.

Для розгляду й оцінки кліматогенних змін надалі була обрана сукупність конкретних природних і соціально-економічних систем — компонентів WENAB, що вже відбулися в XX столітті або ж здатних піддатися в XXI столітті помітному впливу зміни клімату. При виборі в якості критеріїв була використана реалізована або ж потенційна можливість кліматогенних змін цих систем вплинути на таке:

- 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 меж 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 можливість 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.

2 РОЛЬ ОКЕАНУ В ЗМІНАХ КЛІМАТУ

Проблема зміни клімату ставиться до найбільш актуальних глобальних проблем. Зміни клімату впливають на розвиток будь-якої цивілізації. На сучасному етапі розвитку цивілізації умови функціонування кліматичної системи різко відрізняються від умов попередніх геологічних епох. Саме останні 50 - 100 років внаслідок розширення господарської діяльності людину на природні кліматоутворюючі фактори накладається антропогенний вплив, що приводить до потенційно небезпечних зрушень у кліматичній системі. У світлі викладеного, ідентифікація й виділення таких факторів, які визначають спостережувану еволюцію кліматичної системи, важливі не тільки для досліджень в окремих вузьких областях геофізичної науки, але й для багатьох практичних додатків.

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 % (Hoffert et al., 1999) 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. Монінім (1999), 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 (Сидоренков, 2004). Проте, більшість фахівців не поділяють цієї точки зору (Монін, 1999).

Виверження великих вулканів (типу Кракатау, Пінатубо, Ель-Ічон) приводять до зниження глобальної температури на 0,1 - 0,2°C протягом приблизно 1 року (Махоткіна й ін., 2005). 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, наприклад (Corti et al., 1999), 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 альбедо 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 альбедо 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 природнього 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 альбедо) температура променистої рівноваги без парникових газів (17°C). Лише близько 1/4 парникового ефекту обумовлене наявністю CO_2 . 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 CO_2 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, 1996). 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 природніх кліматичних змін. Інакше кажучи, неясно, наскільки спостережувані кліматичні тенденції обумовлені антропогенним впливом, а не є (принаймні, частково) суперпозицією природніх 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 (Полонський, 2001; Кондратьєв, 2002). 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 природніх впливів на кліматичну систему й про їхні ймовірні наслідки в цей час практично неможливе (Schneider, 1998; Science, 2005).

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 (Зілітенкевич і ін., 1978; Полонський, 2001), що океан, у принципі, впливає на клімат у такий спосіб:

1. Порівняно повільно нагрівається й охолоджується через значно більшу теплоємність у порівнянні з атмосферою, демпфуючи 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 бароклічного 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 термокліні (товщиною 1-2 км). Не менш важливі зміни швидкості формування глибинних північноатлантичних вод.

Виняткову важливість проблеми впливу океанічної мінливості на кліматичну систему підтверджує й величезна кількість міжнародних програм і проектів по різних її аспектах, а також численні семінари й конференції, що проходять в усьому світі. Найбільш ранні з них були присвячені обґрунтуванню спостережливої стратегії й першим результатам, отриманим по міжнародних програмах РОЗРІЗИ (1980-1990) і TOGA (1985-1995). Експеримент WOCE (1990-1997), будучи природнім розвитком програми РОЗРІЗИ, завершився двома винятково плідними конференціями, проведеними в Канаді й США, що й стимулювали дослідження кліматично значимих крупно- і мезомасштабних океанічних процесів. Перші результати, що узагальнюють десятилітні дослідження із програми CLIVAR (1995-2010), докладно обговорювалися в 2004 р. у м. Балтімор (США). Розробка глобальної спостережливої стратегії дослідження ролі океану в змінах клімату (GOOS) суттєво збільшила кількість фахівців, що брали участь в обговоренні цієї проблеми, що було яскраво продемонстроване на міжнародному форумі у Франції (Сан-Рафаель, 1999 р.), на якому було обґрунтоване використання технології АРГО як базового елемента GOOS. Винятково плідною виявилася ініціатива американських фахівців зі створення робочої групи по дослідженню 10-літніх змін клімату (DECVAR), що регулярно збирається (починаючи з кінця 1990-х років). Значну (якщо не більшу) частину учасників цих обговорень становлять фахівці в області дослідження океанічних процесів. Тут названі лише найбільш представницькі збори фахівців, які зіграли основну роль у формуванні сучасних уявлень про предмет, що обговорюється у цьому курсі. Проте вони яскраво демонструють зростаючий інтерес світового наукового співтовариства до цього предмета.

У цей час всебічне вивчення внутрішньої мінливості Світового океану необхідно для досягнення таких 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.

3 СПОСТЕРЕЖУВАНІ ЗМІНИ КЛІМАТИЧНОЇ СИСТЕМИ

В основі спостережень за кліматичною системою лежать прямі виміри й дистанційне зондування, здійснюване із супутників і інших платформ. Спостереження за температурою й іншими змінними в глобальному масштабі почалися в середині ХІХ-го століття з настанням ери інструментальних методів, а з 1950 р. стали доступні більш всеосяжні й різноманітні ряди спостережень. Палеокліматичні реконструкції подовжують деякі ряди на періоди від сотень до мільйонів років тому. У своїй сукупності вони дають всебічну виставу про мінливість і довгострокових змінах в атмосфері, океані, кріосфері й на поверхні суши.

Дані, наведені в цій лекції, отримані на сайті (http://climate2013.org/images/report/WG1AR5_SPM_brochure_ru.pdf) Міжнародної групи по вивченню змін клімату (IPCC) в узагальненій доповіді за 2013 рік.

3.1 Атмосфера

Кожне із трьох останніх десятиліть характеризувалося більш високою температурою біля поверхні Землі в порівнянні з будь-яким попереднім десятиліттям починаючи з 1850 г. (див. рис.5). У Північній півкулі 1983-2012 роки були, імовірно, самим теплим 30-літнім періодом за останні 1 400 років.

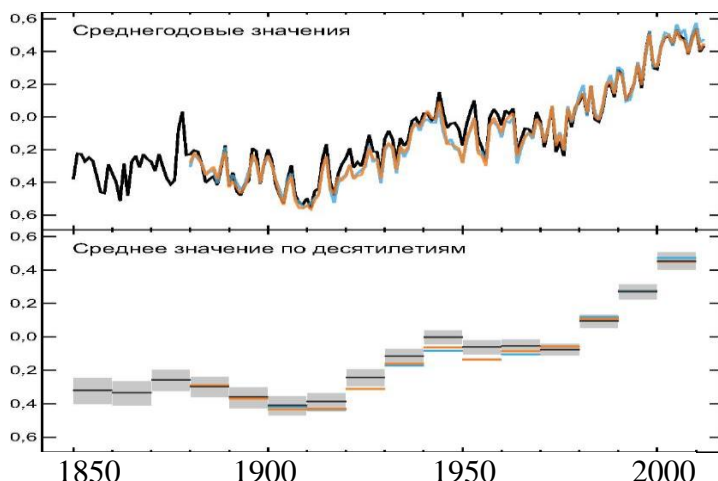


Рис.5 Спостережувана в період 1850-2012 рр. середня глобальна аномалія сукупної температури поверхні суши й поверхні океану, (Шестопалов и др. 2011)

Глобально усереднені сукупні дані про температуру поверхні суши 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 (див. рис.6).

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.

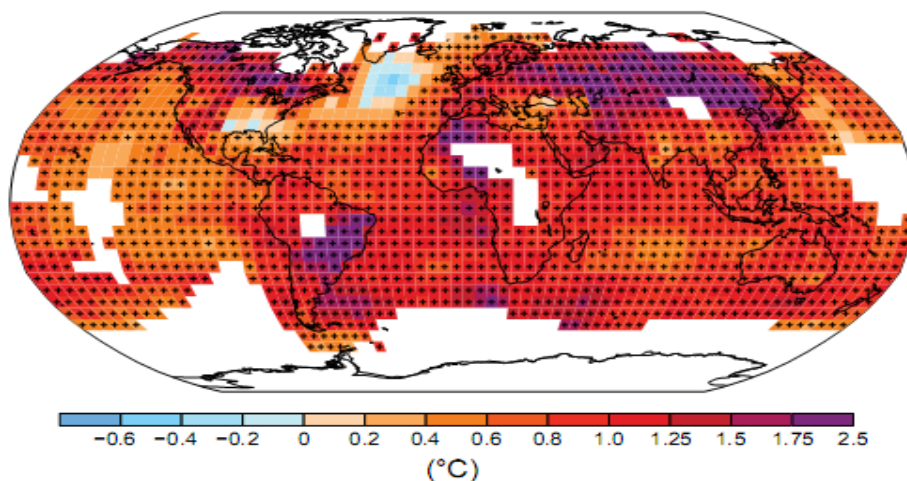


Рис.6 Спостережувана зміна приземної температури в період 1901-2012 рр.

- Крім явного підвищення протягом декількох десятиліть, середня глобальна приземна температура демонструє істотну десятилітню й міжрічну мінливість (див. рис.5). Внаслідок природної 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* (див. рис.7).

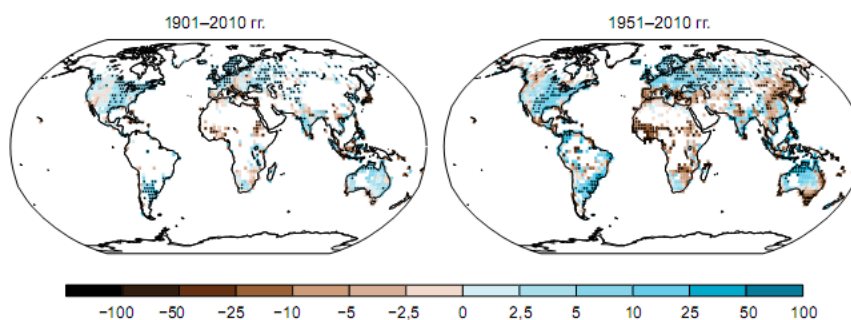


Рис.7 Спостережувані зміни річної кількості опадів над сушею 1901-2010 рр.

- Зміни в багатьох екстремальних метеорологічних і кліматичних явищах спостерігаються приблизно з 1950 р. *Досить імовірно*, що в глобальному масштабі число холодних днів і ночей знизилася, 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 суши, де збільшилася кількість випадків випадання сильних опадів, чим ділянок, де кількість таких випадків поменшалася. Повторюваність і інтенсивність сильних опадів, *імовірно*, збільшилися в Північній Америці і Європі. На інших континентах ступінь *вірогідності* змін, що стосуються явищ сильних опадів, у найкращому разі, *середня*.

3.2 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. (див. рис.8), і, *імовірно*, підвищувалася з 1870-х років по 1971 р.¹

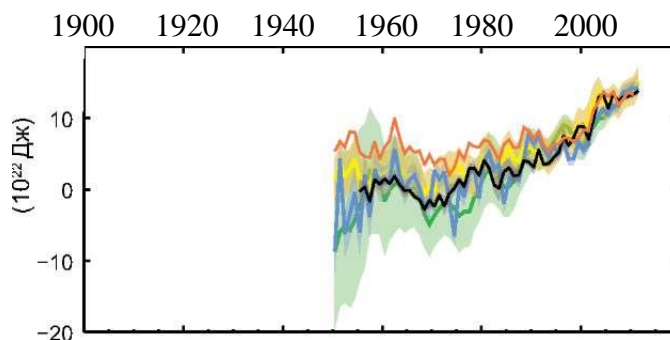


Рис.8 Зміна середньої теплоємності верхнього шару Світового океану

- 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.

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

- *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.

3.3 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*) (див. рис.9).

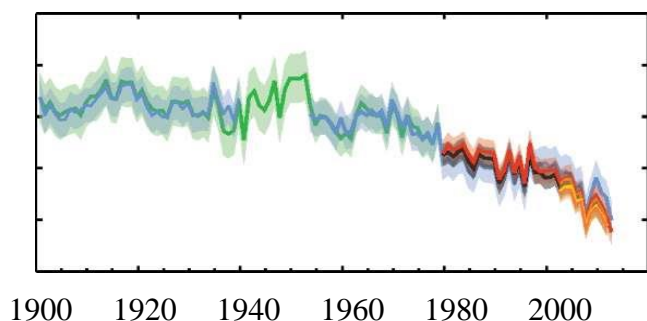


Рис.9 Площа морського льоду в літній період в Арктиці

- 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

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

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.

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

3.4 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 (див. рис.10).

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.

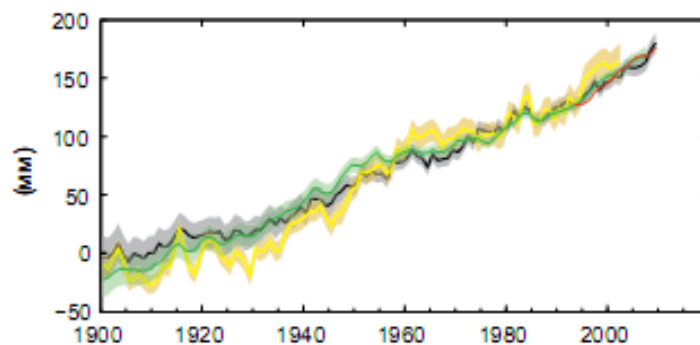


Рис.10 Зміна середнього глобального рівня моря

- 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 сьогоденного 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 сьогоденішнього значення (*високий ступінь вірогідності*).

3.5 Вуглецевий і інші біогеохімічні цикли

Концентрації двоокису вуглецю, метану й оксидів азоту в атмосфері вирости 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 (див. рис.11).

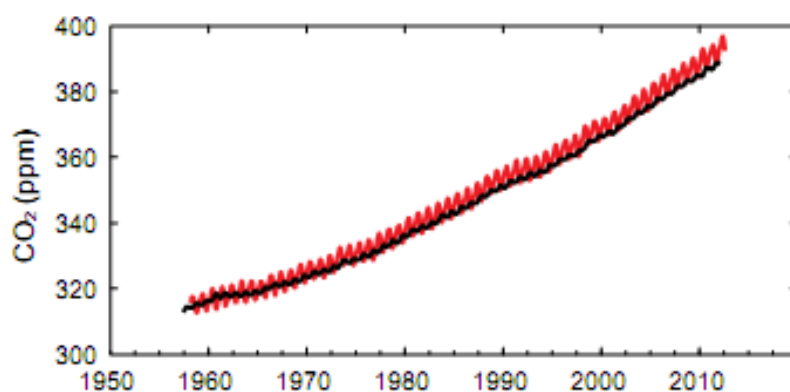


Рис.11 Зміст CO₂ в атмосфері. Атмосферна концентрація двоокису вуглецю (CO₂) за даними обсерваторії «Мауна Лоа» (19°32' пн. ш., 155°34' з.д. - червоний колір) і на Південному полюсі (89°59'пд. ш., 24°48' з.д. - чорний) з 1958 р.

- Атмосферні концентрації таких парникових газів, як двоокис вуглецю (CO₂), метан (CH₄) і оксид азоту (N₂O), 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 CO₂, CH₄ і N₂O 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 CO₂, 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 З₂ 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

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.

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 CO₂ 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 % (див.рис.12)

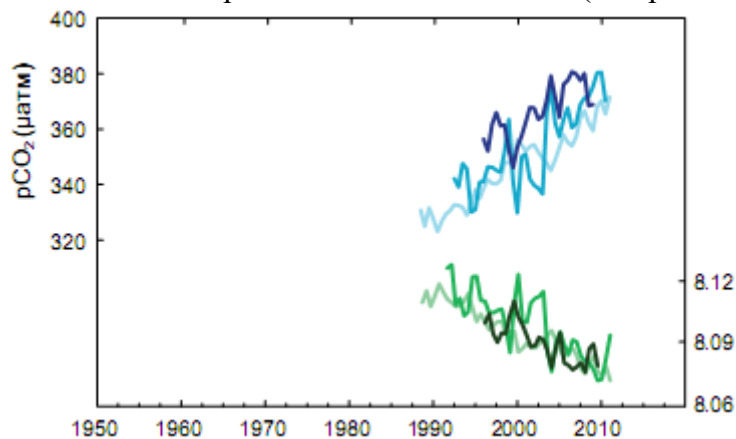


Рис.12 CO₂ і рН на поверхні океану. Парціальний тиск розчиненого CO₂ на поверхні океану (сині криві) і рН за місцем перебування (зелені криві) - міра підкислення океанської води. Дані вимірів із трьох станцій в Атлантичному (29°10' пн. ш., 15°30' з.д. - темно- синій/темно-зелений колір; 31°40' пн. ш., 64°10' з.д. - синій/зелений) і Тихому (22°45' пн. ш., 158°00' з.д. - світло-синій/світло-зелений) океанах

4 МАЙБУТНЯ ГЛОБАЛЬНА Й РЕГІОНАЛЬНА ЗМІНА КЛІМАТУ

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-й 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 триваючий 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.

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

Проекції на наступні кілька десятиліть демонструють просторову картину змін клімату, аналогічну прогнозу на кінець XXI-го століття, але з більш низькими значеннями. Природна внутрішня мінливість буде як і раніше головним чинником, що впливає на клімат, особливо в короткостроковій перспективі й у регіональному масштабі. До середини XXI-го століття значення майбутніх змін будуть у великому ступені залежати від вибору сценарію емісії.

4.1 Атмосфера: Температура

Зміна глобальної приземної температури наприкінці XXI-го століття, імовірно, перевищить 1,5 °C у порівнянні з періодом 1850-1900 рр. у всіх сценаріях. По деяких сценаріях воно перевищить, імовірно, 2°C. 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 (див. рисунки 13 і 14).

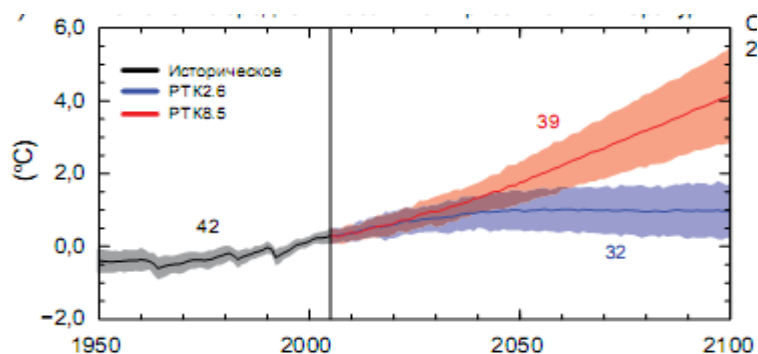


Рис.13 Зміна середньої глобальної приземної температури (http://climate2013.org/images/report/WG1AR5_SPM_brochure_ru.pdf)

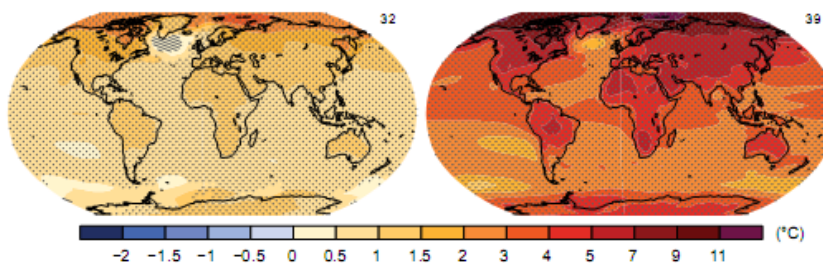


Рис.14 Зміна середньої приземної температури (1986-2005 – 2081-2100 рр.) по сценаріях РТК2.6 і РТК8.5 (http://climate2013.org/images/report/WG1AR5_SPM_brochure_ru.pdf)

- Зміна середньої глобальної приземної температури за період 2016-2035 рр. у порівнянні з 1986-2005 рр. буде, імовірно, у діапазоні 0,3-0,7 °C (*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 природною 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 °C (РТК2.6) до 2,6-4,8 °C (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*) (див. малюнки 13 і 14).

- 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)
- *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.

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. (http://climate2013.org/images/report/WG1AR5_SPM_brochure_ru.pdf)

		2046–2065 гг.		2081–2100 гг.	
	Сценарий	Среднее	Вероятный диапазон ^с	Среднее	Вероятный диапазон ^с
Изменение средней глобальной приземной температуры (°С) ^а	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 ^с	Среднее	Вероятный диапазон ^с
Повышение среднего глобального уровня моря (м) ^б	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

4.2 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 (див. рис.15).

- 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 (див. рис.15).

- У міру підвищення середньої глобальної приземної температури інтенсивність і повторюваність випадання екстремальних опадів над більшістю суші в середніх широтах і над вологими тропічними регіонами до кінця цього століття, *досить імовірно*, збільшиться.

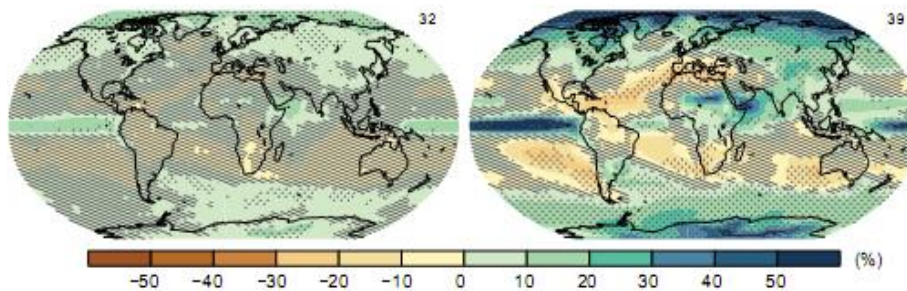


Рис.15 Зміна середньої кількості опадів (1986 -2005 рр.)

- У глобальному масштабі *імовірно*, що зона, охоплена мусонними системами, збільшиться протягом XXI-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 XXI-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 XXI-му столітті залишається *низкою*.

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

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

4.4 Океан

Температура Світового океану буде продовжувати підвищуватися протягом XXI-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 XXI-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 XXI-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 XXI-му столітті АМЦ перетерпить різкі зміни або колапс. *Ступінь вірогідності* оцінки еволюції АМЦ після XXI-го століття *низьке* через обмежену кількість досліджень і неоднозначних результатів. Однак неможливо виключити її колапс після XXI-го століття у випадку значного й тривалого потепління.

4.5 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 XXI-му столітті в міру підвищення середньої глобальної приземної температури. Об'єм льодовиків буде продовжувати зменшуватися.**

- На підставі середніх значень по мультимодельному ансамблю до кінця XXI-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 РТК2.6 до 34 % для РТК8.5 у лютому (*середній ступінь вірогідності*) (див. рис.16, 17).

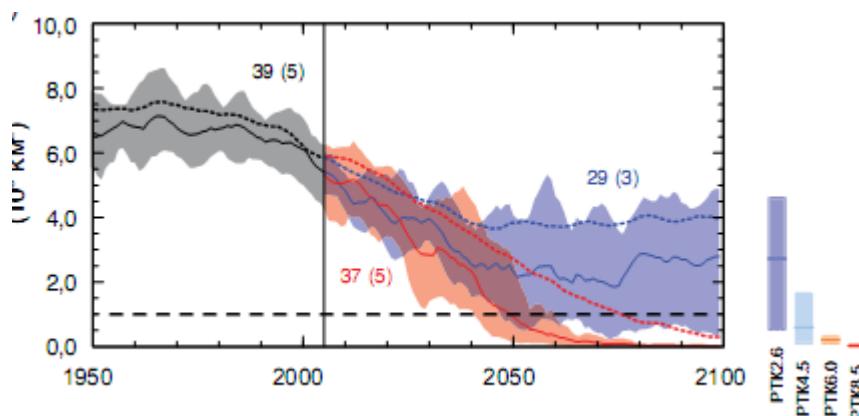


Рис.16 Площа морського льоду у вересні в північній півкулі

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

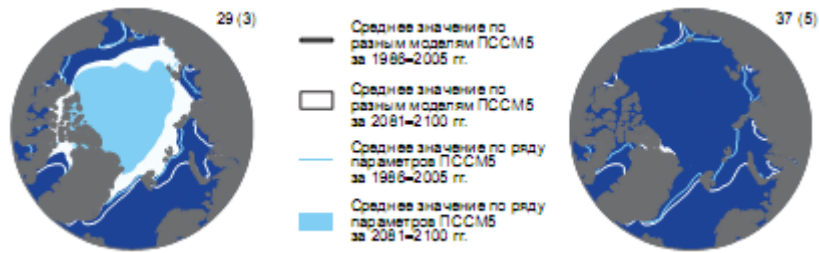


Рис.17 Площа морського льоду у вересні в північній півкулі (середнє значення в 2081-2100 рр.) (http://climate2013.org/images/report/WG1AR5_SPM_brochure_ru.pdf)

- 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 крайніх 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*).

4.6 Рівень моря

Середній глобальний рівень моря буде продовжувати підвищуватися в ХХІ-му столітті (див. рис.14). 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 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

Можна казати про майже повну відсутність льоду в Північному Льодовитому океані, якщо площа морського льоду складе менш 10⁶ км² протягом принаймні п'яти років поспіль.

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 (див. рис.18, табл.1)

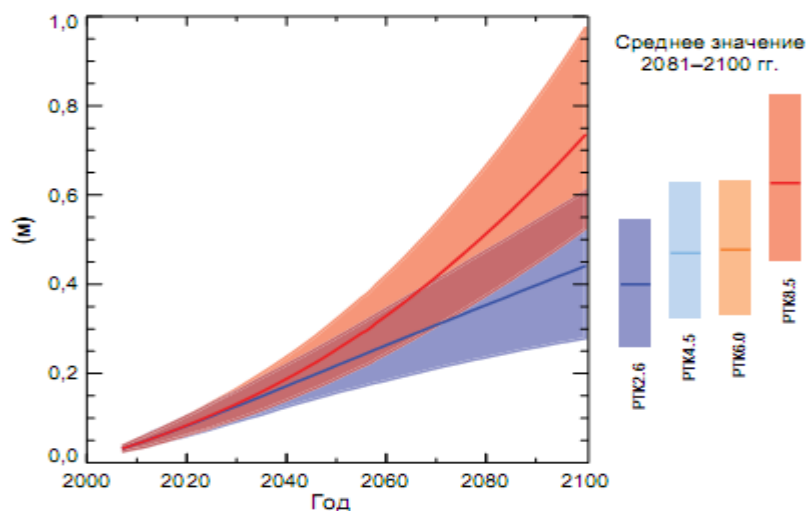


Рис.18 Підвищення середнього глобального рівня моря
http://climate2013.org/images/report/WG1AR5_SPM_brochure_ru.pdf

- 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 зростання 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 метра росту рівня моря в ХХІ-му столітті.
- Були розглянуті причини 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 ХХІ-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.

4.7 Вуглецевий і інші біогеохімічні цикли

Зміна клімату торкнеться процесів вуглецевого циклу, що приведе до підвищення змісту CO_2 в атмосфері (*високий ступінь вірогідності*). Подальше поглинання вуглецю океаном викличе підвищення кислотності океану.

- Поглинання океаном антропогенного CO_2 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 CO_2 в атмосфері. У результаті в атмосфері буде залишатися більший обсяг антропогенного CO_2 . 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 (див. рис.19 і 20).

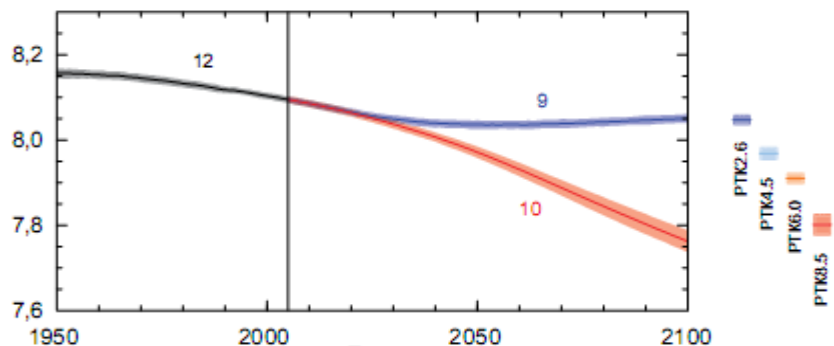


Рис.19 Показник рН у поверхневому шарі Світового океану

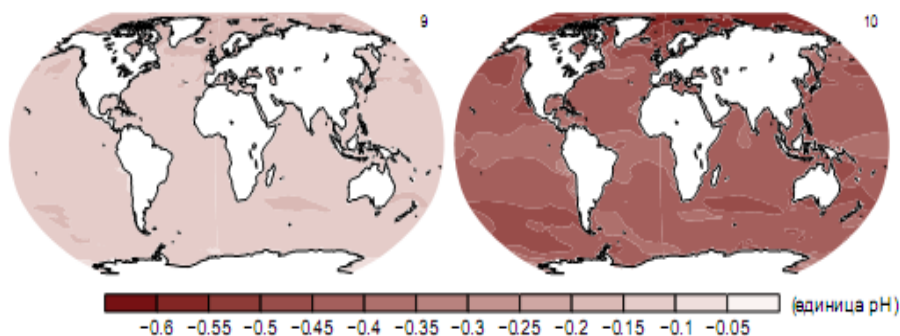


Рис.20 Зміна рН на поверхні океану

- 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 ХХІ-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 ХХІ-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 (http://climate2013.org/images/report/WG1AR5_SPM_ru.pdf)

Сценарій	Совокупные выбросы CO ₂ за 2012-2100 гг.*			
	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:

* 1 гигатонна углерода = 1 ГтУ = 10⁹ тонны углерода. Это соответствует 3,667 ГтCO₂.

5 КЛІМАТИЧНІ ЗМІНИ ГІДРОЛОГІЧНОГО РЕЖИМУ 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. Водобмін 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 водобмін 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.

По різних питаннях, що стосуються термохалінної структури Чорного моря і її сезонної мінливості, опублікована велика кількість робіт. Довгоперіодній мінливості гідрологічних полів присвячене суттєва але менша кількість публікацій, зокрема (Блатов та ін., 1984, Полонський, Лавенкова, 2004, Гінзбург та ін., 2002, Кривошея та ін., 2002).

¹⁰ В результате деятельности секторов, связанных с сжиганием ископаемого топлива, производством цемента, промышленными выбросами, а также удалением и обработкой отходов.

5.1 Температура

У регіональному масштабі Чорне море є додатковим джерелом тепла й вологи для атмосфери й помітно впливає на клімат прилягаючої суши, 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 (рис. 21).

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).

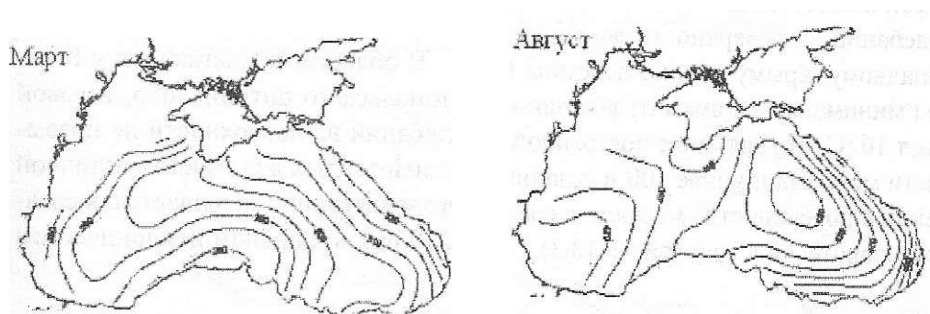


Рис.21 Тепломісткість у шарі 0-100 м (кДж/см²)

Швидкість зміни запасу тепла протягом року в Чорному морі відповідає середнім значенням в океані на відповідних широтах (рис.22), досягаючи максимальних значень 150 Вт·М⁻² у травні під час інтенсивного прогріву поверхневого шару.

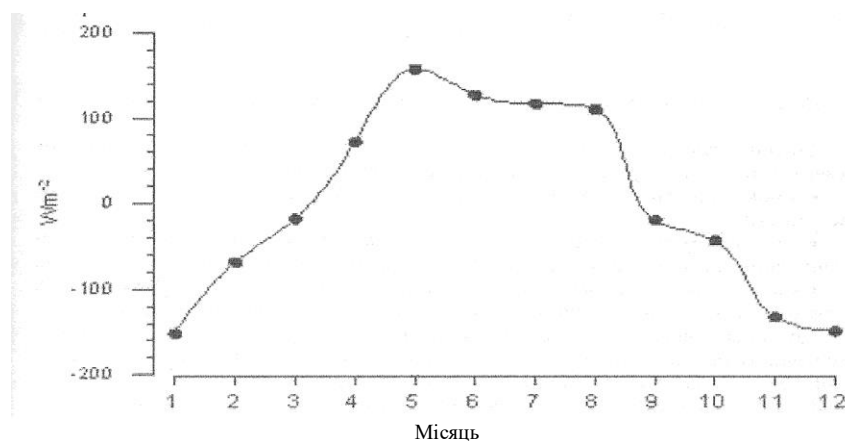


Рис. 22. Сезонний хід швидкості зміни тепломісткості в шарі 0-100 м (Вт·М-2)

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 (рис.23).

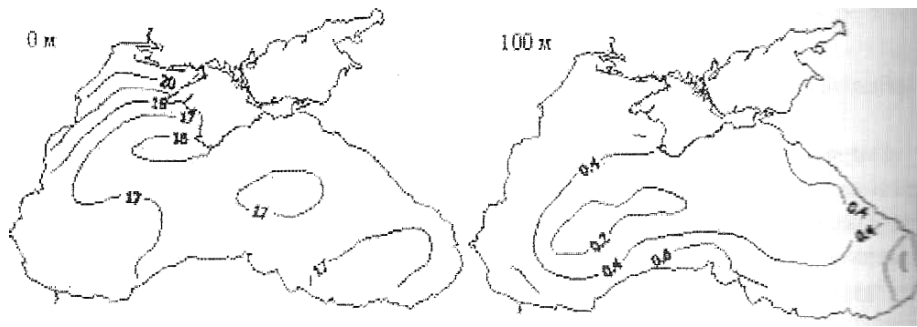


Рис. 23. Розмах сезонних коливань температури води на 0 і 100 м

Середній річний хід температури води (рис.24) 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 (рис.24), 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 (Rayner N.A. et al, 2006).

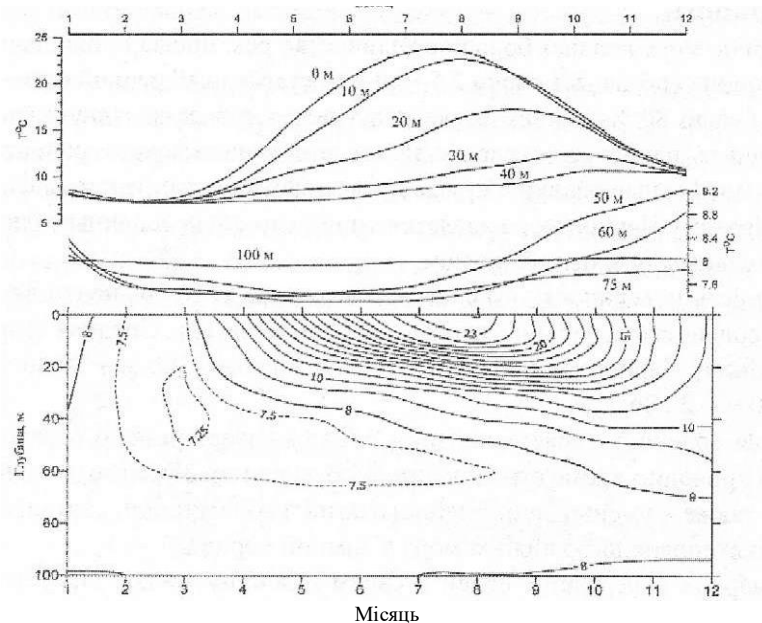


Рис. 23 Середній сезонний хід температури води в шарі 0-100 м

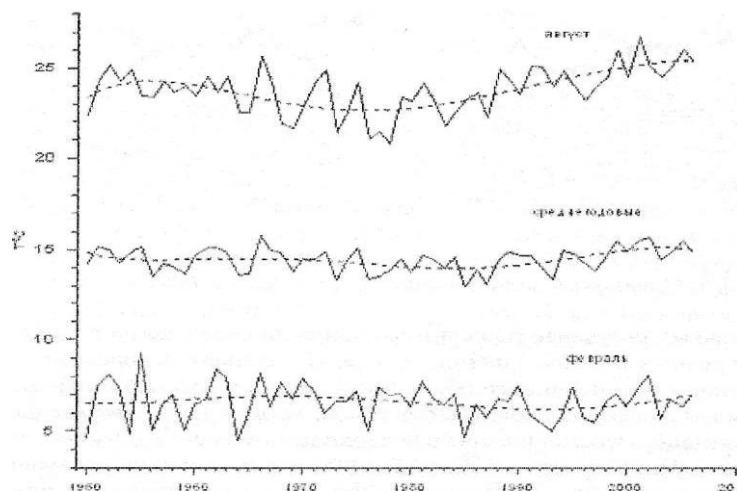


Рис. 24 Середньорічні й середньомісячні значення температури води на гідрометеорологічній станції Севастополь (Шестопалов и др. 2011)

5.2 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 (рис. 25).



Рис. 25 Сумарний вміст солей у шарі 0-100м (Т·м⁻²) (Лялько В.И. (отв.ред.), 2010)

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 (рис. 26) 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 (Baeyer et al., 2005).

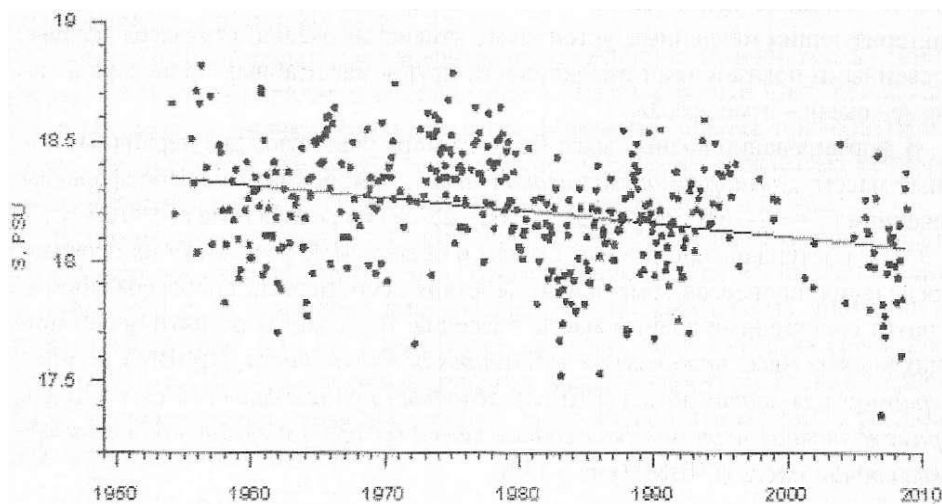


Рис. 26 Середньомісячні значення солоності води в поверхневому шарі західної частини Чорного моря

5.3 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 ($T = 12-16^{\circ}\text{C}$, $S = 34-38\text{‰}$, $\sigma_t = 25-29$) і прісна вода ($T = 0-28^{\circ}\text{C}$, $S=0-7\text{‰}$), 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) (рис.27).

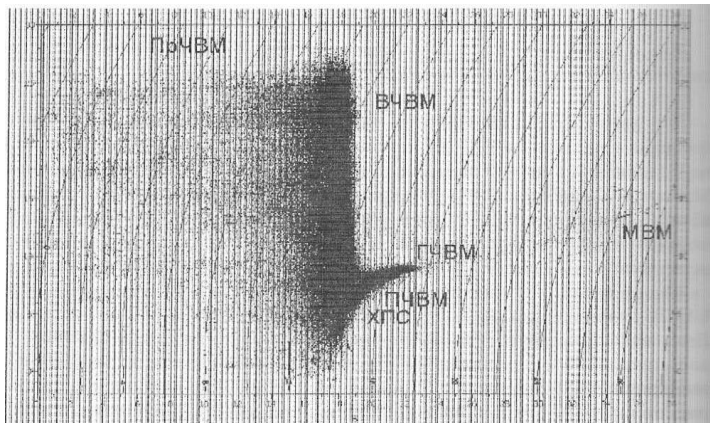


Рис. 27 T, S-Діаграма вод Чорного моря

Прибережна чорноморська водна маса, формована річковим стоком, характеризується низьким солемістом і підвищеними горизонтальними градієнтами солоності. Критерієм виділення цієї маси служить солоність $S = 17,8-18,0\text{‰}$, 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 (~20% середнього кліматичного об'єму) виділяється два періоди: перевага негативних аномалій в 1964-1980 рр. і домінування позитивних аномалій в 1981-1992 рр. (рис. 29). 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

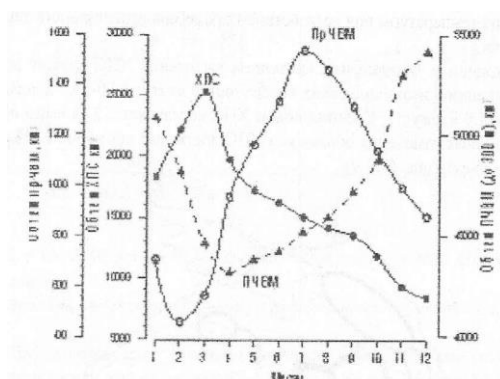


Рис.28 Сезонний хід об'єму водних мас Чорного моря (Лялько В.И. (отв.ред.), 2010)

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 (рис. 30), 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 (рис. 28).

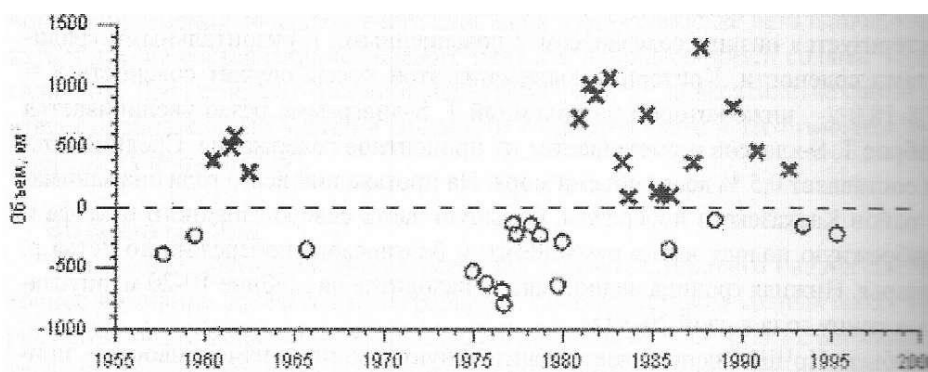


Рис. 29 Міжрічна мінливість об'єму прибережної водної маси Чорного моря
Умовні позначки: o - негативні середньомісячні аномалії; x - позитивні середньомісячні аномалії

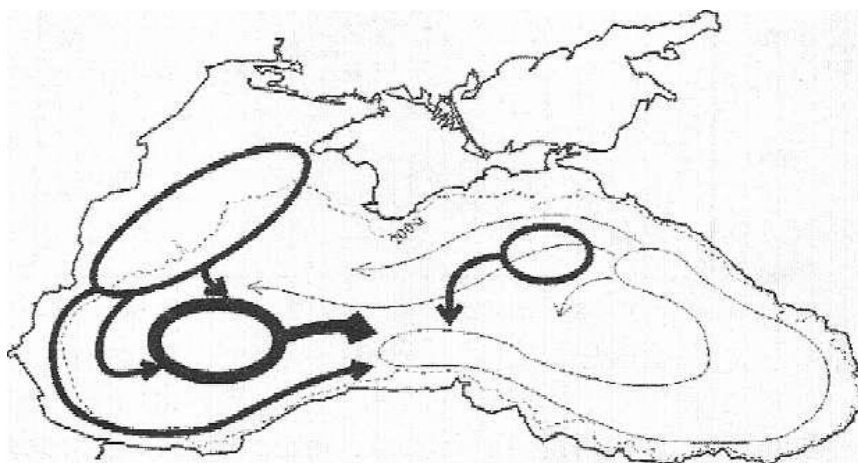


Рис. 30 Узагальнена схема сезонного перерозподілу вод ХПШ

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 (Титов, 2003, Кривошия й ін., 2002), 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 (рис. 31).

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.

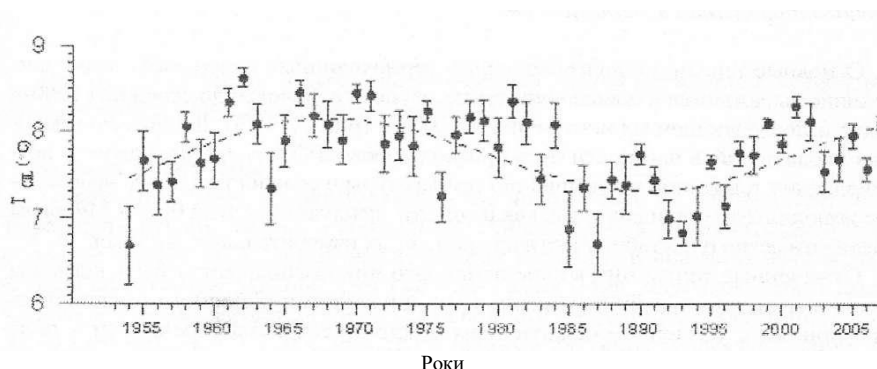


Рис. 31 Міжрічний хід середньої температури в ядрі ХПШ за період травень — листопад (Лялько В.И. (отв.ред.), 2010).
Відрізками зображений розкид значень, що відповідає ± 1 с.к.в.

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. (рис. 32). 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.

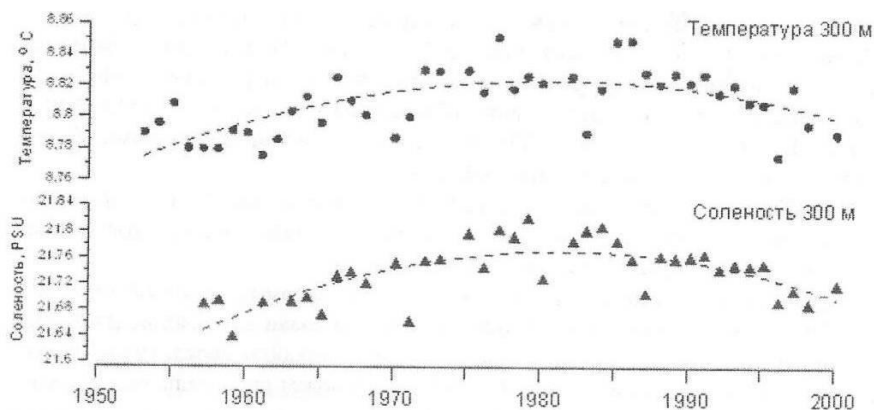


Рис. 32 Середньорічні значення температури й солоності в шарі основного пікнокліну в Чорному морі (Лялько В.И. (отв.ред.), 2010)

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. (рис. 33а), що може свідчити про посилення стратифікації й ослабленні вертикального обміну (незважаючи на збільшення різниці температур (рис. 33б)). Стійке підвищення різниці температури й солоності між шарами є також показником накопичення тепла й солі в нижніх шарах моря в порівнянні з верхніми шарами.

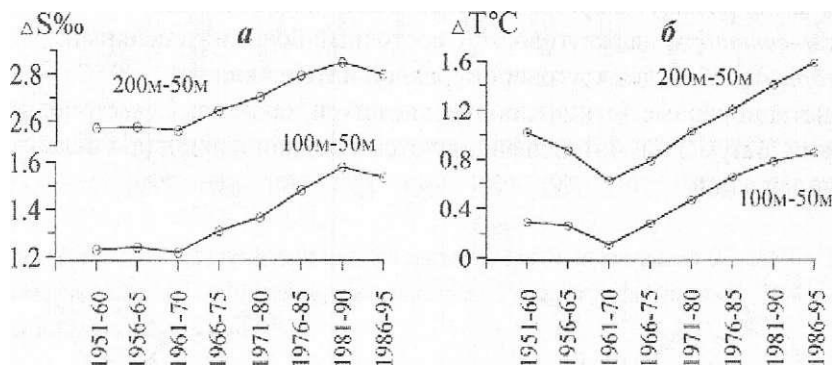


Рис. 33 Різниця між значеннями солоності (а) і температури (б) на горизонтах 100 і 50 м, 200 і 50 м (Белокопитов, Шокурова, 2005)

5.4 Циркуляція вод

Циркуляція моря в значній мірі відповідає за просторовий перерозподіл тепло- і солевмісту. Загальна схема висхідних рухів у центрі моря й спадних на периферії приводить до підвищеного вмісту солей у центральній частині у всій товщі моря. Для тепловмісту 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 краюк 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. Зимова інтенсифікація пов'язана з посиленням циклонічної

завихорності вітру над акваторією моря й збільшенням градієнтів густини між шельфом і глибоководними районами.

Сезонний цикл геострофічної циркуляції можна представити у вигляді наступної схеми (рис.34):

січень-березень-, єдиний кругообіг із центром у східній частині моря;
квітень-травень: єдиний кругообіг із центром у західній частині моря;
червень-липень: два кругообіги, західний більш інтенсивний;
серпень-вересень: два кругообіги, східний більш інтенсивний;
жовтень-грудень: два кругообіги рівної інтенсивності.

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

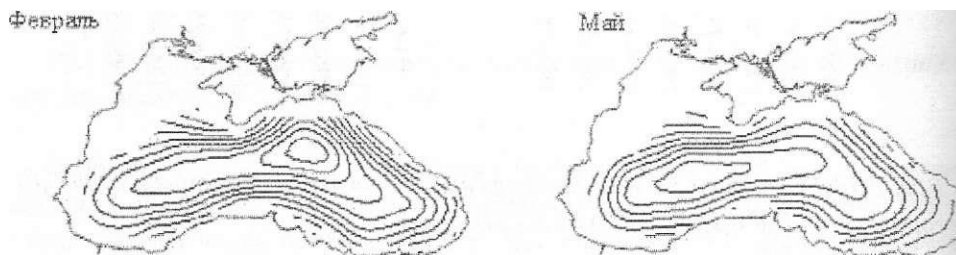


Рис. 34 Середня динамічна топографія при положеннях центру єдиного круговороту в східній і західній частинах басейну. Ізолінії проведені через 1 ум. дин. См (Коротаєв Г.К, 2001)

Сезонна мінливість циркуляції вод Чорного моря досліджувалася в багатьох роботах (наприклад, Коротаєв, 2001). Довгочасна мінливість циркуляції вод набагато менш вивчена. У роботі (Полонський, Ловенкова, 2006) на основі термохалінних змін робляться висновки про інтенсифікацію циркуляції вод в області західного циклонічного круговороту наприкінці зимового періоду в 1970-х і її ослабленні в області східного циклонічного круговороту із середини 1960-х до кінця 1980-х рр. У роботі (Полонський, Шокурова, 2009) за результатами геострофічних розрахунків відзначається, що у верхньому шарі моря в зимовий період відбувається інтенсифікація течій, середня величина кінетичної енергії збільшилася з 1950 по 1995 г майже в 2 рази, причому максимальне підвищення відбулося в останнє десятиліття. Протилежний висновок зроблений у роботі (Книш и др. 2008), де, за результатами ре-аналізу динамічної й термохалінної структури моря, швидкість зменшення кінетичної енергії досить мала й за 10 років (1985-1995 рр.) середня за обсягом кінетична енергія поменшалася на $1,63 \cdot 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}^2$ (рис.35).

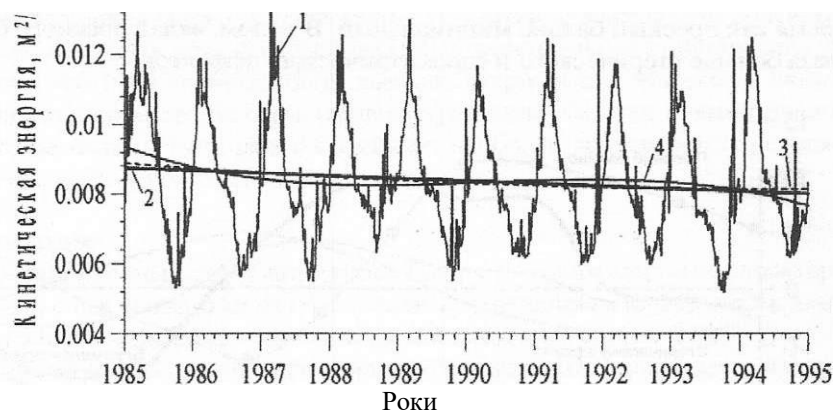


Рис. 35 Міжрічна мінливість середньої по шару 0–150 м кінетичної енергії: 1 - кінетична енергія; 2 - лінійний тренд; 3, 4 - апроксимація поліномами

Аналіз довгоперіодних змін ротора дотичного напруження, однієї з основних причин коливань інтенсивності загальної циркуляції моря, ускладнюється тим, що по різних реаналізах 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.

5.5 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.

Сезонні й довгоперіодні коливання рівня в Чорному морі за матеріалами берегових рівневих постів і альтиметричних супутникових даних проаналізовані в ряді робіт (Сімонов, Альтман (ред.), 1991, Горячкін, Іванов, 2007 і ін.).

Річний хід рівня в Чорному морі добре виражений, середня амплітуда сезонних коливань становить 10 см (рис. 36). 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.

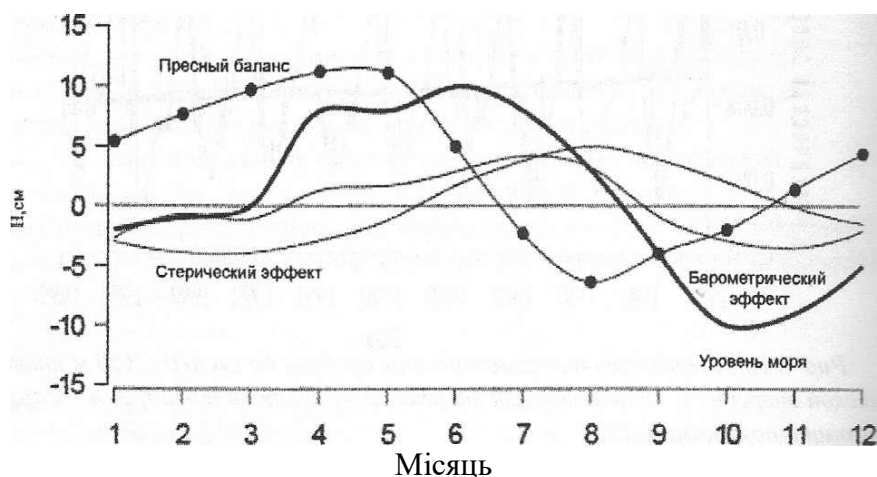


Рис. 36 Сезонний хід рівня моря і його окремих складових у вигляді середньомісячних відхилень від середньорічного значення (Горячкін Ю.Н., Іванов В.А., 2011)

У Чорному морі спостерігається евстатичне підняття рівня, загальне для всього Світового океану (рис.37). 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 (Holgate, Woodworth, 2004). 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.

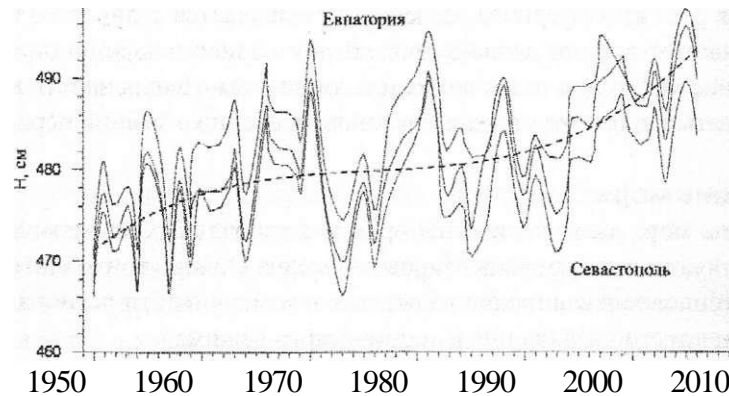


Рис. 37 Середньорічні значення рівня моря на рівневих постах Севастополь, Ялта і Євпаторія (Горячкин Ю.Н., Иванов В.А.)

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.

Багаторічна мінливість циркуляції моря досліджена в невеликій кількості робіт. Тому визначити тенденції кліматичних змін поки не представляється можливим.

6 КЛІМАТИЧНІ ЗМІНИ ГІДРОЛОГІЧНОГО ЦИКЛУ АЗОВСЬКОГО МОРЯ

Одним з основних завдань регіональної океанології є дослідження змін гідрологічного режиму внутрішніх морів під впливом кліматичних і антропогенних факторів. Особливу актуальність це завдання представляє для Азовського моря. Замкнутість і мілководність моря, обмежений водообмін зі Світовим океаном, а також розвинена промислова інфраструктура на узбережжі суттєво підвищують залежність гідрологічного режиму Азовського моря, термохалінної структури його вод від антропогенного впливу й регіональних проявів глобальних кліматичних змін.

На зміни гідрологічного режиму Азовського моря, викликані антропогенним фактором (вилученням частини стоку рік), накладаються регіональні прояви кліматичних змін, які можуть підсилювати або послаблювати негативні наслідки господарської діяльності. Найбільше помітно зміни глобального клімату виявилися в останні 25-30 років, тому відоме узагальнення гідрометеорологічного режиму Азовського моря (Гоптарев і ін. (ред.), 1991), 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. У даній лекції розглядається вплив

змін клімату на гідрологічний режим Азовського моря (льодові умови, водний баланс, термохалінну структуру вод, рівень моря).

На узбережжі Азовського моря є розвинена мережа стаціонарних гідрометеорологічних спостережень (у цей час 20 станцій і постів). Для аналізу багаторічної й сезонної мінливості гідрологічних характеристик Азовського моря були притягнуті дані берегових гідрометеостанцій України й Росії за весь період спостережень (по 2010 р. включно) (табл.3).

Часові ряди спостережень на прибережних пунктах залежно від спостережуваного елемента мають різну тривалість. Найбільш тривалі ряди спостережень за рівнем моря й льодовими умовами сформовані для Керчі (з 1873 г.), Генічеська (з 1879 г.) і Таганрога (з 1882 г.).

Синхронні спостереження практично по всіх гідрологічних характеристиках починаються із середини 20-х років ХХ в. Тривалість спостережень по кожному пункту становить від 85 до 128-140 років і перевищує період природньої кліматичної мінливості, пов'язаний з Атлантичною мультідекадною осциляцією (Полонський, 2008).

Таблиця 3 - Періоди спостережень (рр.) на берегових станціях, використаних для аналізу мінливості гідрологічних характеристик

<i>Станція</i>	<i>Рівень</i>	<i>Температура води</i>	<i>Солоність води</i>	<i>Лід</i>
Небезпечне	1944-2009	1945-2009	1952-2009	1944-2010
Керч-порт	1873-2009			1924-2010
Мисове	1926-2009	1925-2009	1952-2009	1926-2010
Стрілецьке				1934-2010
Генічеськ	1879-2009	1924-2009	1952-2009	1893-2010
Бердянськ	1923-2009	1923-2009	1952-2009	1917-2010
Маріуполь	1923-2009	1916-2009	1952-2009	1924-2010
Таганрог	1882-2007	1924-2007	1952-2007	1893-1994
Єйськ	1915-2007	1924-2007	1952-2007	1922-1994
Приморско-Ахтарск	1916-2007	1924-1992	1952-2007	1924-1994
Темрюк	1910-2007	1924-2007	1952-2007	1924-1994

Розглядалися історія й репрезентативність спостережень на кожній станції з метою з'ясування методичних причин, що впливають на однорідність рядів. Для розрахунків суворості зим були взяті суми негативних середньодобових температур повітря за льодовий сезон по даним пунктів Керч, Генічеськ, Таганрог і Приморсько-Ахтарск (з 1991 р. - по пунктах Небезпечне, Генічеськ і Маріуполь). Зима вважалася суворою, якщо сума негативних середньодобових температур повітря за льодовий сезон (жовтень-квітень) нижче -400°C , помірною - у межах від -200 до -400°C и м'якою - вище -200°C .

Використаний у роботі масив експедиційних океанографічних спостережень в Азовському морі містить близько 65 тис. гідрологічних станцій, виконаних за 1887-2009 рр., і є найбільш забезпеченим даними в цей час (Ільїн і ін., 2009). Просторові кліматичні поля розподілу середньомісячних значень температури й солоності Азовського моря були отримані для всього періоду спостережень, а також періодів до (1891-1951 рр.) і після (1952-2008 рр.) зарегулювання стоку рік у море, для горизонтів: поверхня, дно, 3 і 5 м.

Гідрологічні сезони для Азовського моря виділені виходячи з особливостей мінливості термічної структури вод моря: зимовий сезон - із грудня по березень, весняний- квітень і травень, літній - із червня по вересень, осінній - жовтень і листопад. Кліматичні поля отримані для всіх гідрологічних сезонів, крім зимового, внаслідок обмеженого числа натурних спостережень у цю пору року.

Багаторічні й сезонні характеристики складових водного балансу Азовського моря оцінювалися за методикою (Гоптарев і ін. (ред.), 1991). Крім того, аналізувалися дані

натурних спостережень за соле- і водообміном між Азовським і Чорним морями через Керченську протоку за 1970-2009 рр. (608 визначень витрат), а також між Азовським морем і затокою Сиваш через протоку Тонкий за 1953-2009 рр. (5100 визначень витрат).

6.1 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), табл. 4.

Таблиця 4 - Кутові коефіцієнти лінійних трендів річних і сезонних значень гідрометеорологічних характеристик узбережжя Азовського моря за багаторічний період

Сезон	Темрюк	Мисове	Генічес ьк	Бердянс ьк	Маріупо ль	Таганр ог	Приморсь ко- Ахтарск
Температура води (°C/10 років)							
Зима	0,174	0,152	0,151	0,106	0,064	0,091	0,092
Весна	0,103	0,163	0,193	0,154	0,093	0,072	0,069
Літо	0,188	0,075	0,046	0,073	0,023	-0,008	0,007
Осінь	0,084	-0,014	-0,072	0,033	0,090	0,041	-0,070
Рік	0,126	0,104	0,081	0,085	0,064	0,047	0,025
Рівень моря (мм/рік)							
Рік	1,250	2,034	0,433	2,338	1,862	0,425	1,149
Солоність води (‰/10 років)							
Рік	-0,13	-0,556	-0,750	-0,294	-0,253		-0,311
Число днів з льодом у льодовий сезон (сут/10 років)							
Листопад-квітень	-3,0	-6,9	-1,6	-5,5	-5,3	-1,3	-5,0
Тривалість льодового сезону (сут/10 років)							
Листопад-квітень	-1,1	-5,7	0,4	-4,9	-3,8	-0,3	-2,8

Примітка. Жирним шрифтом виділені тренди, значущі на 95% рівні.

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) нерушливий 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.

6.2 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 (Гоптарев і ін. (ред.), 1991; Ільїн і ін., 2009) 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 км³ - величину порівнянну з об'ємом безповоротного водоспоживання (Бронфман, 1985). За останні 25 років спостерігається збільшення стоку рік у море (в основному за рахунок підвищеного стоку р. Кубань) - значимий позитивний тренд склав 3,53 км³/10 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 км³ 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 км³/рік, що більше на 2,6 км³/рік, чим за попередній період (1924-1975 рр.). Підвищена кількість опадів (19,5 км³/рік) відзначалося в 1995-2005 рр.

Таблиця 5 - Кутові коефіцієнти лінійних трендів річних значень гідрометеорологічних характеристик Азовського регіону за періоди різної тривалості: 130, 100, 85, 50 і 25 років

Характеристика	1879- 2009	1909- 2009	1924- 2009	1959- 2009	1984- 2009
Стік рік, км ³ /10 р.			-1,147	0,910	3,530
Опади, км ³ /10 років			0,569	0,584	1,150
Випар, км ³ /10 років			-0,320	-0,553	-0,554
Темп. води, °С/10 р.			0,098	0,186	0,740
Солоність, ‰/10 р.			0,073	-0,278	-0,713
Рівень, мм/рік	0,814	1,551	1,810	2,153	7,200
Темп. повітря, °С/10 років	0,086	0,109	0,150	0,187	0,850

Примітка. Жирним шрифтом виділені тренди, значимі на 95% рівні

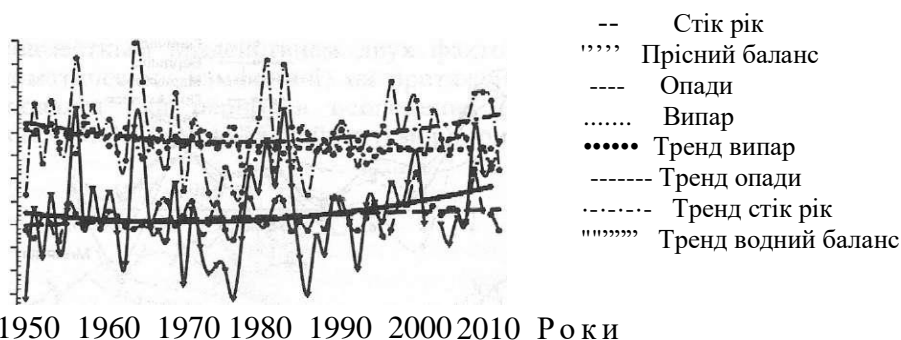


Рис. 38 Багаторічний хід і тренди компонент водного балансу Азовського моря

За період з 1924-2007 рр. у величині **випару** з поверхні Азовського моря відзначається значима тенденція до зменшення ($-0,320 \text{ км}^3/10 \text{ років}$) (табл. 5). Зменшення випару пояснюється зниженням середньорічних і літніх значень швидкості вітру в регіоні Азовського моря (Ільїн і ін., 2009). У Чорному морі також спостерігалось зменшення інтенсивності випару з його поверхні, в основному внаслідок регіональних кліматичних змін - зниження швидкості вітру й дефіциту вологості повітря (Липченко й ін., 2006).

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.

6.3 Температура води

У цьому розділі виконані оцінки багаторічної мінливості температури води в прибережній зоні моря. Позитивні величини кутових коефіцієнтів лінійних трендів з величинами $0,064-0,126^\circ\text{C}/10 \text{ років}$, значущі на 95%-м рівні, виявлені в середньорічних значеннях температури води в поверхневому шарі за 1924-2009 рр. на більшості берегових пунктів Азовського моря (табл. 4, рис. 39).

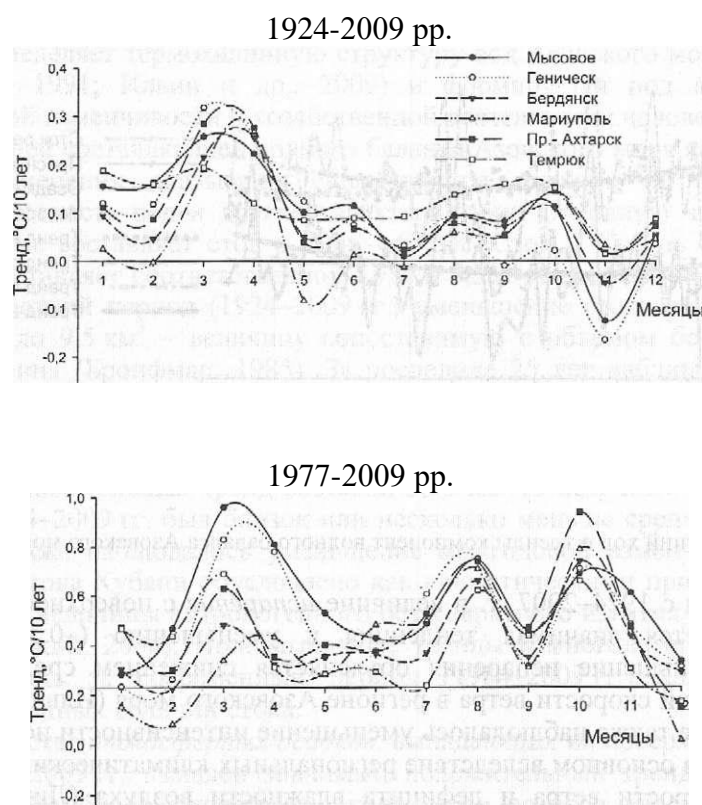


Рис. 39. Річний хід лінійних трендів середньомісячних значень температури води ($^\circ\text{C}/10 \text{ років}$) за даними спостережень на узбережжі Азовського моря за різні періоди (Ільїн, Ю.П., Фомин, В.В., Дьяков, Н.Н., Горбач, С.Б. 2009)

Потепління вод моря різниться по його районах. На півдні (Темрюк, Мисове) величини позитивних трендів температури води максимальні ($0,104-0,126^\circ\text{C}/10 \text{ років}$). На північному узбережжі моря (Геніческ, Бердянск) величини лінійних трендів трохи менше ($0,081-0,085^\circ\text{C}/10 \text{ років}$). У Таганрозькій затоці тенденції підвищення температури води мінімальні й зменшуються до устя Дону. Якщо в Маріуполі і Єйську тренди $0,064-0,099^\circ\text{C}/10 \text{ років}$ 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°C (0,3-0,5°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°C/10 років, а за останні 50 (1959-2009) і 25 (1984-2009) років відповідно 0,186 і 0,740°C за 10 років (табл. 5).

6.4 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 (рис. 40).

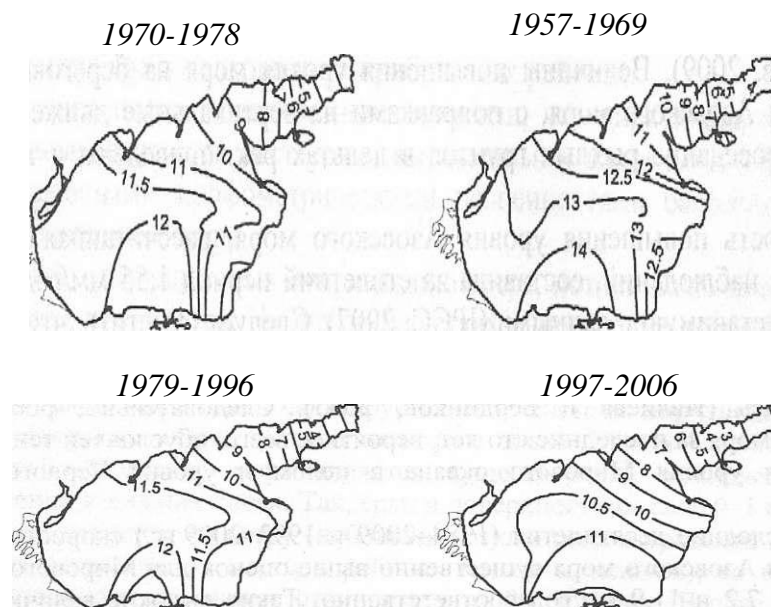


Рис. 40 Просторовий розподіл солоності (‰) вод моря в поверхневому шарі Азовського моря за різні періоди

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) (рис. 38, табл. 5).

6.5 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 (Філіппов, 2009). Величини підвищення рівня моря на берегових пунктах узбережжя Азовського моря, з виправленнями на вертикальні рухи земної кори й просідання пухких ґрунтів у дельтах рік, наведені в табл. 5 і на рис. 41.

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.

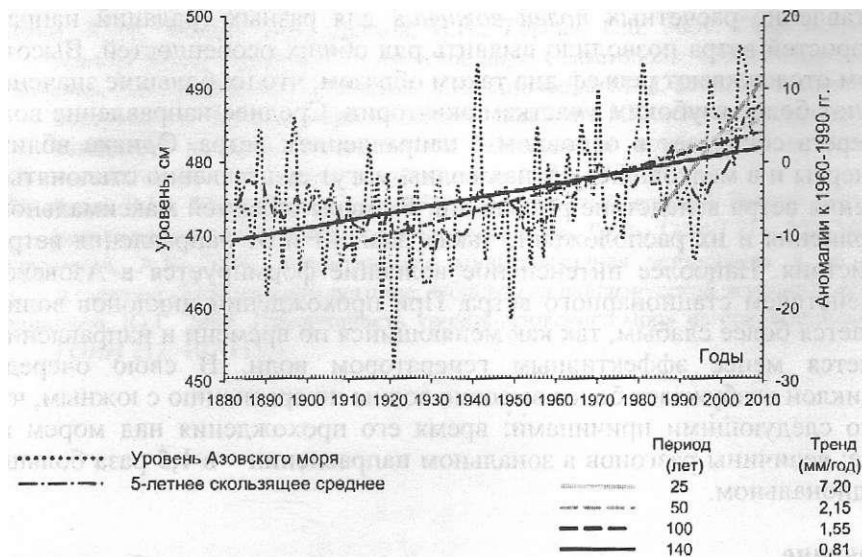


Рис. 41 Багаторічний хід рівня Азовського моря. Наведені величини росту рівня Азовського моря за 25 років (1979-2009 рр.), 50 років (1959-2009 рр.), 100 років (1909-2009 рр.), 130 років (1879-2009 рр.) (Ильин, Ю.П., Фомин, В.В., Дьяков, Н.Н., Горбач, С.Б. 2009)

6.6 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.

Зіставлення розрахункових *полів хвилювання* для різних градацій напрямків і швидкостей вітру дозволило виявити ряд загальних особливостей. Висоти хвиль у цілому відслідковують рельєф дна таким чином, що їх більші значення відповідають більш глибоким ділянкам акваторії. Середній напрямок хвиль удалині від берега збігається в основному з напрямком вітру. Однак поблизу берегової риси й у мілководних зонах хвилі можуть суттєво відхилитися від напрямку вітру внаслідок рефракції. Розміри областей максимального розвитку хвилювання і їх розташування також залежать і від напрямку вітрового впливу. Найбільш інтенсивне хвилювання формується в Азовському морі під дією стаціонарного вітру. При проходженні циклонів хвилювання виявляється більш слабким, тому що мінливий за часом і напрямку вітер є менш ефективним генератором хвиль. У свою чергу, західний циклон збуджує більш високі хвилі в порівнянні з південним, що обумовлене наступними причинами: час його проходження над морем на 20% більше; величини розгонів у зональному напрямку - в 1,5 рази більше, чим у меридіональному.

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, зростання 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.

ЛИТЕРАТУРА

- Белокопытов В.К., Шокурова И.Г.* Оценки междесятилетней изменчивости температуры и солености в Черном море в период 1951-1995 гг // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа, - Севастополь, 2005. - Вып. 12. - С. 12-21.
- Блатов А.С., Булгаков Н.Г., Иванов В.А. и др.* Изменчивость гидрофизических полей Черного моря. - Л.: Гидрометеиздат, 1984. - 240 с.
- Будыко М. И.*, 1972. Влияние человека на климат, Л., Гидрометеиздат, 47 с.
- Будыко М. И., Израэль Ю. А.* (ред.), 1987. Антропогенные изменения климата, Л., Гидрометеиздат.
- Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР Т. 4. Черное море. Вып. 1.* Гидрометеорологические условия / под ред. А.И. Симонова и Э.И. Альтмана. - Л.: Гидрометеиздат, 1991. - 430 с.
- Гинзбург А.М., Костяной А.Г., Шеремет Н.А.* Сезонная и межгодовая изменчивость температуры Черного моря по спутниковым данным (1981-2000 гг) // Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря. - М.: Наука, 2002. - С.20-26.
- Гоптарев, Н.П. и др.* (ред.). 1991. *Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том V. Азовское море*, СПб: Гидрометеиздат. 236 с.
- Горячкин Ю.Н., Иванов В.А.* Уровень Черного моря: прошлое, настоящее и будущее. – Севастополь, 2006. – 210 с.
- Зилитинкевич С.С., Монин А.С., Чаликов Д.В.* Взаимодействие океана и атмосферы // Физика океана: В 2 т. — М.: Наука, 1978. — Т. 1: Гидрофизика океана. — С. 208—339.
- Израэль Ю. А.*, 1979. Экология и контроль состояния природной среды, Л., Гидрометеиздат, 375 с
- 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.
- Киотский протокол к Конвенции об изменении климата // UNEP/IOC Int. Environment House 15, chemin des Anemones CH-1219. — Chatelaine, Switzerland, 1997. - С. 1-33.*
- Кныш В.В. и др.* Тенденции в изменчивости термохалинных и динамических характеристик Черного моря, выявленные по результатам реанализа за период 1985-1994 гг. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа, - Севастополь, 2008. - Вып. 16. - С. 279-290.
- Кондратьев К.Я.* Изменение глобального климата: реальность, предположения и вымысел // Исследование Земли из космоса. — 2002. — № 1. — С. 3-31.
- Кортаев Г.К.* О причине сезонного хода циркуляции Черного моря // Мор. гидрофиз. Журн. - 2001, - № 6. - С. 14-20.
- Кривошея В.Г., Овчинников И.М., Скурта А.Ю.* Межгодовая изменчивость обновления холодного промежуточного слоя Черного моря // Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря. - М.: Наука, 2002. - С. 27-39.
- Липченко, А.Е., Ильин, Ю.П., Репетин, Л.Н., Липченко, М.М.*, 2006. Уменьшение испарения с поверхности Черного моря во второй половине XX века как следствие глобальных изменений климата. Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа 14: с. 449-461.
- Лялько В.И.* (отв.ред.), 2010. Изменения земных систем в Восточной Европе, Киев, Фолиант, 581 с.
- Махоткина Е.Л., Лукин А.Б., Плахина И.Н.* Некоторые особенности изменения мутности атмосферы на территории России в последней четверти XX века // Метеорология и гидрология. — 2005. — № 1. — С. 28—36.
- Монин А.С.* Гидродинамика атмосферы, океана и земных недр. — СПб.: Гидрометеиздат, 1999. — 524 с.
- Полонский А.Б.* Роль океана в современных изменениях климата // Там же. - 2001. - № 6 - С. 32-58.

Полонский, А.Б. 2008. Атлантическая мультидекадная осцилляция и ее проявления в Атлантико-Европейском регионе. Морской гидрофизический журнал №4, с. 69-78.

Полонский А.Б., Ловенкова Е.А. Тренд температуры и солености 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.

Полонский А.Б., Ловенкова Е.А. Долговременные тенденции в изменчивости характеристик пикноклина Черного моря // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. - 2006. - Т. 42, № 3. - С. 419-430.

Полонский А.Б., Шокурова И.Г. Декадная изменчивость характеристик пикноклина и геострофической циркуляции вод ячерного моря в зимний период // Метеорология и гидрология, - 2009. - № 4.- С 68-75.

Семенов С.М. и др., 2008. Оценочный доклад по изменениям климата и их последствиях на территории РФ. Т. 2. Последствия изменения климата. М., Росгидромет, 2008, 291 с.

Титов А. Б. Межгодовое обновление холодного промежуточного слоя в Черном море за последние 130 лет // Метеорология и гидрология, - 2003. - № 10.- С 68-75.

Шестопалов и др. 2011. Глобальные и региональные изменения климата, Киев, Ника-центр, 447 с.

Arrhenius S., 1896. On the influence of carbonic acid in the air upon the temperature of the ground, Phil. Mag., vol. 41, pp. 237-276.

Barnola J. M., Raynaud D., Lorius C., and Barkov N. I., 2003. Historical CO₂ record from the Vostok ice core, in: Trends: A Compendium of Data on Global Change, Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tenn., USA, <http://cdiac.esd.ornl.gov/>.

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

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.

Corti S., Molteni F., Palmer J. Signature of recent climate change in frequencies of natural atmospheric circulation regimes. // Nature. — 1999. — 399, N 6730. — P. 799-802.

Etheridge D. M., Steele L. P., Langenfelds R. L., Francey R. J., Barnola J.-M., and Morgan V. I., 1998. Historical CO₂ records from the Law Dome DE08, DE08-2, and DSS ice cores, in: Trends: A Compendium of Data on Global Change. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tenn., USA, <http://cdiac.esd.ornl.gov/>.

Hoffert M.I., Caldeira K., Covey C. et al Solar variability and the Earth's climate // Nature. - 1999. - 401, N 6755. - P. 764.

Holgate S.J. and Woodworth P.L., 2004: Evidence for enhanced coastal sea level rise during the 1990s. Geophys. Res. Lett., 31, L07305

Mokhov I. I., Bezverkhny V. A., and Karpenko A. A., 2005. Diagnosis of relative variations in atmospheric greenhouse gas contents and temperature from Vostok Antarctic ice-core paleoreconstructions, Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics, vol. 41, No. 5, pp. 523-536.

Rayner N.A. et al. Improved analyses of changes and uncertainties in sea surface temperature measured in situ since the mid-nineteenth century: the HadSST2 dataset // J. Clim. - 2006. - Vol. 19. - P. 446-469.

Science. - 2005. - 309, N 5738. - P. 1155.

Schneider S.H. Kyoto protokol: The unfinished agenda. An Editorial Essay // Clim. Change. - 1998. - 39, N 1, P. 1-21.

Tyndall I., 1861. On the absorption and radiation of heat by gases and vapours and on the physical connection of radiation absorption and conduction, Phil. Mag., vol. 22, No. 144.

http://climate2013.org/images/report/WG1AR5_SPM_brochure_ru.pdf



І.Г. РУБАН

**ВПЛИВ КЛІМАТИЧНИХ ЗМІН НА ГАЛУЗІ ЕКОНОМІКИ
УКРАЇНИ**

(КАФЕДРА ОКЕАНОЛОГІЇ ТА МОРСЬКОГО ПРИРОДОКОРИСТУВАННЯ)

