

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ

---

Одеський державний екологічний університет

ДО 80-РІЧЧЯ  
ОДЕСЬКОГО ДЕРЖАВНОГО  
ЕКОЛОГІЧНОГО УНІВЕРСИТЕТУ

**С. М. СТЕПАНЕНКО**

## **ДИНАМІКА ТА МОДЕЛЮВАННЯ КЛІМАТУ**

ПІДРУЧНИК ДЛЯ СТУДЕНТІВ  
ВИЩИХ НАВЧАЛЬНИХ ЗАКЛАДІВ

З а т в е р д ж е н о  
Міністерством освіти і науки, молоді та спорту України  
як підручник для студентів вищих навчальних закладів  
(лист МОНмолодьспорт України № 1/11—18106  
від 21.11.2012 р.)



**Tempus**

159352-TEMPUS-FI-TEMPUS-JPHES

О д е с а  
«Екологія»  
2013

УДК 551.51+551.58  
ББК 26.23  
С79

*Видається за фінансової підтримки TEMPUS-проекту 2009-4977/001-001  
«Development of Qualification Framework in Meteorology»  
(реєстр. № 159352-TEMPUS-FI-TEMPUS-JPHES)*

Рецензенти: **О. Б. Полонський**, чл.-кор. НАН України, д-р геогр. наук, проф.;  
**О. О. Светлічний**, д-р геогр. наук, проф.

**Степаненко, С. М.**  
С79 Динаміка та моделювання клімату : підручник для студентів вищих навчальних закладів / С. М. Степаненко. — Одеса : Екологія, 2013. — 204 с.  
ISBN 978—966—8740—90—9.

Викладається курс основ динаміки та моделювання глобального клімату. Перший розділ присвячений загальним відомостям про властивості складових глобальної кліматичної системи. У другому — наводяться сучасні дані про енергетику глобального клімату, гідрологічний та вуглецевий кругообіг у кліматичній системі. У третьому розділі викладаються основи моделювання глобальної кліматичної системи та її складових. Четвертий — присвячений опису сучасних уявлень про кількісні характеристики відгуку кліматичної системи на зовнішнє збурення. У п'ятому — наводяться останні дослідження палеоклімату Землі та можливі фізичні та біогеохімічні механізми та зв'язки, які впливали та впливають на зміни глобального клімату. У шостому розділі викладаються сучасні погляди на майбутні зміни клімату у відповідності з 4-ю оціночною доповіддю Міжурядової комісії по змінах клімату (IPCC).

Як додаток до підручника включена доповідь «Копенгагенський діагноз, 2009», яка містить огляд наукових досліджень та концепцій, сформованих після виходу 4-ї доповіді IPCC.

Підручник призначається в першу чергу для підготовки студентів за спеціальністю «Кліматологія» на освітньо-кваліфікаційних рівнях «спеціаліст» і «магістр» та буде корисним для студентів та аспірантів, які навчаються за природничими напрямками підготовки; для розробників навчальних курсів з питань запобігання наслідкам та адаптації до змін клімату, а також, особливо остання частина, для всіх, хто цікавиться проблемами змін клімату.

УДК 551.51+551.58  
ББК 26.23

Fundamentals of global climate dynamics and modelling are expounded. Part One covers general information on the properties of the global climate system components. Part Two provides current data on the global climate energy properties, the hydrological and carbon cycles in the climate system. Part Three covers the basics of modelling the global climate system and its components. Part Four deals with description of up-to-date concepts on quantitative characteristics of the climate system response to an external disturbance. Part Five presents the most recent studies in paleoclimate of the Earth and the probable physical and biogeochemical mechanisms and relations that had or have had impact on the global climate change. In Part Six present-day views on the future climate change are given outline in the context of the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC).

'The Copenhagen Diagnosis, 2009' report, which provides an overview of the research and concepts which have taken shape after the IPCC 4th Report, is included in the textbook as a supplement.

The textbook is primarily intended for Specialist and Master students under the speciality of Climatology and can be recommended for the students who take a course of study in the area of natural sciences, developers of academic courses aimed at mitigation and adaptation to the climate change and, in the instance of the final Part, for anyone who takes an interest in the climate change issues.

*This project has been funded with support from the European Commission. This publication reflects the views only of the author, and the Commission cannot be held responsible for any use which may be made of the information contained therein.*

ISBN 978—966—8740—90—9

© Степаненко С. М., 2013  
© Одеський державний екологічний  
університет, 2013

## ЗМІСТ

<i>Передмова</i> . . . . .	5	2.2. Гідрологічний цикл . . . . .	50
<i>Позначення та скорочення</i> . . . . .	7	2.3. Вуглецевий цикл . . . . .	52
<b>Розділ 1. Опис глобальної кліматичної системи та її складових</b>		2.3.1. Короткий огляд сучасного стану . . . . .	52
1.1. Вступ . . . . .	10	2.3.2. Океанський вуглецевий цикл . . . . .	54
1.2. Атмосфера . . . . .		2.3.2.1. Неорганічний вуглецевий цикл . . . . .	54
1.2.1. Газовий склад і температура . . . . .	13	2.3.2.2. Біологічні конвеєри . . . . .	56
1.2.2. Елементи загальної циркуляції атмосфери . . . . .	15	2.3.3. Вуглецевий цикл на суші . . . . .	57
1.2.3. Опади . . . . .	18	2.3.4. Геологічні резервуари . . . . .	57
1.3. Океан . . . . .		<i>Використана література та література для поглибленого вивчення</i> . . . . .	58
1.3.1. Склад і властивості . . . . .	19	<i>Питання для самоперевірки</i> . . . . .	59
1.3.2. Океанічна циркуляція . . . . .	20	<i>Вправи для самостійної роботи</i> . . . . .	60
1.3.3. Температура і солоність . . . . .		<b>Розділ 3. Основи моделювання глобальної кліматичної системи</b>	
1.3.3.1. Поверхневий шар . . . . .	22	3.1. Вступ . . . . .	
1.3.3.2. Проміжні та глибокі шари . . . . .	24	3.1.1. Що таке кліматична модель? . . . . .	61
1.4. Кріосфера . . . . .		3.1.2. Види кліматичних моделей . . . . .	62
1.4.1. Складові кріосфери . . . . .	25	3.2. Ієрархія кліматичних моделей . . . . .	
1.4.2. Властивості кріосфери . . . . .	29	3.2.1. Енергобалансові моделі . . . . .	64
1.5. Поверхня суші та земна біосфера . . . . .	29	3.2.2. Моделі проміжної складності . . . . .	65
<i>Використана література та література для поглибленого вивчення</i> . . . . .	32	3.2.3. Моделі загальної циркуляції . . . . .	66
<i>Питання для самоперевірки</i> . . . . .	32	3.3. Опис компонентів кліматичної моделі . . . . .	
<b>Розділ 2. Енергетичний баланс, гідрологічний і вуглецевий глобальні кругообіги</b>		3.3.1. Атмосфера . . . . .	67
2.1. Енергетичний баланс Землі . . . . .		3.3.2. Океан . . . . .	67
2.1.1. Баланс енергії на верхній межі атмосфери: глобальний підхід . . . . .	34	3.3.3. Морська крига . . . . .	68
2.1.2. Парниковий ефект . . . . .	36	3.3.4. Поверхня суші . . . . .	69
2.1.3. Сучасна інсоляція на верхній межі атмосфери . . . . .	38	3.3.5. Морська біогеохімія . . . . .	71
2.1.3.1. Орбіта Землі . . . . .	38	3.3.6. Льодяні щити . . . . .	72
2.1.3.2. Обчислення зенітного кута . . . . .	39	3.3.7. Об'єднання між складовими системами — моделі системи Земля . . . . .	73
2.1.3.3. Добова інсоляція на верхній межі атмосфери . . . . .	41	3.4. Числове розв'язання рівнянь . . . . .	
2.1.4. Енергетичний баланс на верхній межі атмосфери: географічний розподіл . . . . .	42	3.4.1. Сумісність, збіжність і стійкість . . . . .	74
2.1.5. Накопичення та перенос тепла . . . . .	44	3.4.2. Дискретизація у часі та просторі за допомогою скінченних різниць . . . . .	76
2.1.5.1. Акумуляція тепла . . . . .	45	3.4.3. Спектральний метод і метод скінченних елементів . . . . .	77
2.1.5.2. Перенос тепла . . . . .	46	3.5. Тестування достовірності моделей . . . . .	
2.1.6. Баланс тепла на підстильний поверхні . . . . .	48	3.5.1. Перевірка, валідація, тестування . . . . .	78
		3.5.2. Оцінювання результатів моделювання . . . . .	81
		<i>Використана література та література для поглибленого вивчення</i> . . . . .	82
		<i>Питання для самоперевірки</i> . . . . .	83

## Розділ 4. Відгук кліматичної системи на збурення

4.1. Кліматичний форсинг і відгук кліматичної системи	
4.1.1. Визначення радіаційного форсингу ...	84
4.1.2. Головні радіаційні форсинги	
4.1.2.1. Парникові гази .....	85
4.1.2.2. Аерозолі .....	86
4.1.2.3. Зміни у землекористуванні ..	88
4.1.2.4. Форсинг, зумовлений змінами сонячної сталої та вулканічною діяльністю .....	89
4.1.3. Рівноважний відгук кліматичної системи — визначення зворотного зв'язку	90
4.1.4. Перехідний відгук кліматичної системи	92
4.2. Прямі фізичні зворотні зв'язки	
4.2.1. Зворотний зв'язок, пов'язаний з водяною парою, та градієнтний зворотний зв'язок .....	93
4.2.2. Зворотний зв'язок, пов'язаний з хмарністю .....	94
4.2.3. Кріосферні зворотні зв'язки .....	95
4.3. Геохімічні, біогеохімічні та біогеофізичні зворотні зв'язки	
4.3.1. Компенсація карбонату .....	97
4.3.2. Взаємозв'язки між тектонікою плит, кліматом і вуглецевим циклом .....	99
4.3.3. Взаємозв'язки між кліматом і біосферою Землі .....	100

*Використана література та література для поглибленого вивчення* ..... 101

*Питання для самоперевірки* ..... 101

## Розділ 5. Коротка історія клімату: можливі причини і механізми кліматичних змін

5.1. Вступ .....	103
5.2. Внутрішня мінливість клімату	
5.2.1. Ель-Ніньо — Південне коливання ....	105
5.2.2. Північно-атлантичне коливання .....	107
5.2.3. Південна кільцева мода .....	109
5.3. Історія клімату, починаючи з часу формування Землі	
5.3.1. Докембрійський клімат .....	110
5.3.2. Клімат Фанерозою .....	112
5.3.3. Кайнозойський клімат .....	114
5.4. Останній мільйон років: льодовикові та міжльодовикові цикли	
5.4.1. Коливання орбітальних параметрів та інсоляції .....	116
5.4.2. Орбітальна теорія палеокліматів .....	119
5.4.3. Льодовикові—міжльодовикові коливання концентрації CO <sub>2</sub> в атмосфері	122
5.5. Голоцен і останні 1000 років	
5.5.1. Сучасний міжльодовиковий період ...	123

5.5.2. Останні 1000 років	
5.5.2.1. Зміни півсферичного масштабу	125
5.5.2.2. Зміни регіонального масштабу	128
5.5.3. Останнє століття .....	129

*Використана література та література для поглибленого вивчення* ..... 133

*Питання для самоперевірки* ..... 135

## Розділ 6. Можливі зміни клімату у майбутньому

6.1. Сценарії викидів	
6.1.1. Мета сценаріїв та їх розробка .....	137
6.1.2. Спеціальний звіт по сценаріях викидів (SRES) .....	138
6.1.3. Характерні траєкторії змін концентрації (RCP) .....	140
6.2. Проекції клімату на XXI століття	
6.2.1. Зміни глобальної середньої приземної температури .....	142
6.2.2. Просторовий розподіл змін приземної температури і опадів .....	144
6.2.3. Зміни льодяного покриву та циркуляції в океанах та морях .....	146
6.2.4. Зміни у вуглецевому циклі і зворотних зв'язках вуглець—клімат .....	148
6.3. Довготривалі зміни клімату	
6.3.1. Вуглецевий цикл .....	152
6.3.2. Зміни рівня моря і площі льодяних щитів .....	154

*Використана література та література для поглибленого вивчення* ..... 157

*Питання для самоперевірки* ..... 158

## Додаток. Копенгагенський діагноз. Огляд останніх досягнень науки про клімат

Вступ .....	161
Загальне резюме: Останні найважливіші результати досліджень змін клімату .....	161
Розділ 1. Парникові гази і вуглецевий цикл ..	162
Розділ 2. Атмосфера .....	164
Розділ 3. Екстремальні явища .....	168
Розділ 4. Поверхня суші .....	171
Розділ 5. Вічна мерзлота і метаногідрати ....	173
Розділ 6. Льодовики і крижані шапки гір ....	174
Розділ 7. Льодяні щити Гренландії й Антарктиди	175
Розділ 8. Шельфовий лід .....	178
Розділ 9. Морська крига .....	179
Розділ 10. Океан .....	182
Розділ 11. Різкі зміни і критичні точки .....	186
Розділ 12. Уроки минулого .....	190
Розділ 13. Майбутнє .....	193
<i>Використана література</i> .....	196

## ПЕРЕДМОВА

Клімат є фізичним чинником життя на Землі в цілому та має суттєвий вплив на людську діяльність, а зміни клімату, які людина відчуває через сталі зміни погодних умов, вимагають вжиття різноманітних заходів щодо пом'якшення їх впливу на людське життя. У цьому сенсі кліматологія, як наука про клімат та його динаміку, стає одним з найактуальніших напрямів наукових досліджень і має дати відповіді щодо ймовірних сценаріїв майбутнього стану клімату нашої планети та наслідків впливу вірогідних кліматичних змін на стан біосфери та людську цивілізацію.

Як наука, кліматологія має дуже давнє історичне коріння (більш детально про історію кліматології дивись: Климатология, 1989). І протягом практично всієї своєї історії вона розвивалася як описова фізико-географічна частина метеорології, яка вивчала кліматичні умови певних територій та їх просторову мінливість. Лише в останні 60—70 років у кліматології почали широко використовувати методи математичного та статистичного моделювання, і в останні десятиліття вона стрімко трансформується в міждисциплінарну науку, яка залучає знання з різних галузей науки, таких як метеорологія, гідрологія, океанологія, гляціологія, ґрунтознавство, ботаніка, астрофізика, геохімія, біологія, геологія, екологія, математика і географія — практично всіх наук про Землю та й інших природничих наук.

Змінюється навіть предмет кліматології — ще у 1989 р. в останньому широко відомому підручнику «Климатология» за ред. О. А. Дроздова та Н. В. Кобишевої вважалося, що «предметом кліматології є вивчення *атмосферних* (виділення наше. — Авт.) процесів, які формуються під впливом астрономічних і складного комплексу фізико-географічних умов» (Климатология, 1989; с. 5). І відповідно клімат визначався як «характерний для певної території або місцевості багаторічний режим погоди, зумовлений сонячною

радіацією, її перетвореннями в діяльному шарі земної поверхні і пов'язаною з нею загальною циркуляцією атмосфери і океану». Таким чином, в традиційній кліматології вивчалися клімати окремих регіонів, зумовлені регіональними особливостями кліматоутворювальних факторів, та на основі цього аналізувалася просторова мінливість кліматичних умов на Земній кулі.

В останні 30—40 років сформувалася нова наукова парадигма, згідно з якою клімат окремого регіону є проявом більш широкого природного явища — глобального клімату або клімату планети Земля, який визначається як «статистичний ансамбль фізичних станів, які проходить глобальна кліматична система океан — суша — атмосфера за період часу в декілька десятиріч» (Монин А. С. Климат как задача физики // Успехи физических наук. 2000. т. 170, № 4. С. 419—445). Таким чином, предметом сучасної кліматології є глобальні процеси, які відбуваються у всіх складових кліматичної системи планети Землі — атмосфері, гідросфері, літосфері, криосфері та біосфері, — та зумовлені як впливом зовнішніх кліматоутворювальних факторів, так і фізичними властивостями цих компонентів системи (Метеорологія і кліматологія, 2008). Крім того, до нових завдань кліматології включені питання пом'якшення впливу прогнозованих змін клімату на людину та біосферу в цілому. Саме тому кліматологія на наших очах перетворюється на міждисциплінарну науку, яка широко використовує здобутки наук про Землю та інших наук. Можна також казати, що зараз кліматологія поділяється на глобальну та регіональну.

Повний аналіз всіх компонентів цієї надзвичайно складної глобальної кліматичної системи і всіх взаємодій між ними є метою досліджень кліматологів, спеціалістів суміжних галузей науки і, звісно, не може бути повністю викладений у будь-якому підручнику або монографії. В цьому підручнику здійснено тільки короткий опис фізичних процесів та механізмів, які впливають на поведінку складових глобальної кліматичної системи та їх взаємодію, як це бачить-

ся на сучасному етапі кліматичних досліджень. Крім цього, наводиться короткий опис головних, за сучасними уявленнями, причин змін клімату у минулому і можливі сценарії кліматичних змін у наступні сторіччя або навіть тисячоліття.

Більш детальні описи окремих процесів та кліматоутворювальних факторів можна знайти в курсах кліматології, метеорології, океанології, гідрології, агрометеорології, біології, інших наук. Головною метою цього підручника є надання читачам сучасної наукової інформації про фізичні механізми впливу кліматоутворювальних факторів на глобальну кліматичну систему планети Земля та взаємодії між різними її складовими, а також про домінуючі в цій глобальній системі прямі та зворотні зв'язки та їх вплив на динаміку клімату Землі.

Через складність глобальної кліматичної системи в сучасних дослідженнях широко використовуються числові математичні моделі — від найпростіших, які дозволяють виділити фундаментальні властивості клімату, до тривимірних нестационарних моделей кліматичної системи планети Земля, за допомогою яких здійснюються кількісні оцінки змін її параметрів та/або мінливості клімату. В існуючій україномовній навчальній та науковій літературі поки що немає опису цих моделей. Тому іншою метою підручника є аналіз основних принципів моделювання кліматичної системи та її складових, обговорення шляхів використання кліматичних моделей для кількісної оцінки мінливості та змін клімату.

Кліматологія зараз переживає етап бурхливого розвитку, щорічно друкується велика кількість наукових статей, оглядів та доповідей (головним чином англійською мовою) в журналах, що не завжди доступні для україномовного студента і викладача. Тому при підготовці цього підручника за основу були взяті лекції відомих дослідників у галузі кліматології «Introduction to climate dynamics and climate modeling» (Goosse H., Barriat P. Y., Lefebvre W., Loutre M. F., Zunz V., 2009), а також наукові англійські публікації останніх років, список яких наводиться наприкінці кожного розділу. Для студентів Одеського державного екологічного університету є також доступним додатковий бібліографічний довідник

україно- та російськомовних наукових праць з проблем клімату починаючи з 2001 р. Для звикання читача до позначень та скорочень, які використовуються у сучасній англійській науковій літературі, в підручнику вживаються позначення та скорочення, які у деякій частині відмінні від вживаних у російськомовній та україномовній науковій та навчальній літературі, але вже стали загальноновживаними у міжнародному науковому середовищі. Перелік таких англійських скорочень наводиться на початку підручника. Автор вітає поради та зауваження щодо вживання українських кліматологічних термінів, що знаходяться на стадії становлення.

Як додаток до підручника включений переклад широко відомої доповіді австралійських учених з Наукового центру кліматичних досліджень Університету Нового Південного Уельсу — «Копенгагенський діагноз, 2009». Доцільність такого кроку пов'язана з тим, що ця доповідь містить огляд наукових фактів, досліджень та гіпотез, введених у наукове обговорення вже після виходу 4-ї доповіді Міжурядової комісії по змінах клімату (IPCC, 2007), яка базувалася, як відомо, на наукових дослідженнях, виконаних до 2005 року.

Матеріал, викладений в цьому підручнику, може бути використаний в першу чергу для підготовки студентів за новою спеціальністю «Кліматологія» на освітньо-кваліфікаційних рівнях «спеціаліст», «магістр» і буде корисним для студентів та аспірантів, які навчаються за природничими напрямками підготовки, а також, особливо остання частина, для всіх, хто цікавиться проблемами змін клімату.

Хочу висловити подяку рецензентам чл.-кор. НАН України проф. О. Б. Полонському, проф. О. О. Светлічному та працівникам університету доц. Л. Д. Гончаровій, проф. А. М. Польовому, проф. Ю. С. Тучковенку, проф. В. Хохлову, проф. Є. П. Школьному, завдяки зауваженням та порадам яких якість підручника значно покращилася. Окрема щира подяка завідувачці редакційного відділу університету О. Д. Соколенко за велику та копітку працю по виправленню тексту рукопису, а також видавцям Г. О. Гарбузову та Д. М. Островерову.

## ПОЗНАЧЕННЯ ТА СКОРОЧЕННЯ

### 1. Позначення

$\alpha$	— альbedo (див. п. 2.1), визначається як відношення частки сонячного електромагнітного випромінювання, яка відбивається будь-якою поверхнею або предметом, до повного потоку випромінювання, що надходить	$\lambda$	— довгота будь-якої точки поверхні Землі
$a_p$	— альbedo Землі, або планетарне альbedo (п. 2.1), визначається як відношення відбитої частини сонячної енергії до повної величини сонячного випромінювання, що надходить на верхню межу атмосфери	$\lambda_t$	— істинна або екліптична довгота (п. 2.1.3)
$\beta$	— функція доступності вологи (п. 3.3.4), визначається як співвідношення між швидкістю випаровування на поверхні та потенційним випаровуванням	$\lambda_f$	— параметр зворотного зв'язку (п. 4.1.3)
$\delta$	— сонячне схилення (п. 2.1.3), визначається як кут між лінією від центра Землі у напрямку до Сонця і лінією небесного екватора	$1/\lambda_f$	— міра рівноважної чутливості клімату (п. 4.1.3), в практичних задачах вона зазвичай визначається як зміна глобальної середньої приземної температури, після якої кліматична система досягла нової рівноваги у відповідь на подвоєння концентрації $\text{CO}_2$ в атмосфері
$\delta^{13}\text{C}$	— співвідношення ізотопів вуглецю $^{13}\text{C}$ і $^{12}\text{C}$ у зразку, що вивчається, у порівнянні з встановленим стандартом (п. 5.3.2)	$\eta$	— підйом поверхні океану (п. 3.3.3)
$\delta^{18}\text{O}$	— співвідношення ізотопів кисню $^{18}\text{O}$ і $^{16}\text{O}$ у зразку, що вивчається, у порівнянні з встановленим стандартом (п. 5.3.3)	$\sigma$	— стала Стефана—Больцмана (п. 2.1), дорівнює $5,67 \cdot 10^{-8} \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{К}^{-4}$
$\Gamma$	— вертикальний градієнт температури (п. 1.2.1), характеризує швидкість змін температури з висотою	$\tau_a$	— пропускна здатність атмосфери в інфрачервоній частині спектра (п. 3.2.1)
$\Delta Q$	— радіаційний форсинг або радіаційний збуджуючий вплив на рівні тропопаузи (п. 4.1)	$\bar{\tau}_{at}$ і $\bar{\tau}_{wi}$	— сили тертя, пов'язані з впливом повітря і води на перенос криги, віднесені до одиниці площі (п. 3.3.3)
$\Delta T_s$	— рівноважна зміна температури у відповідь на збурення (п. 4.1.3)	$v$	— дійсна аномалія орбіти Землі (п. 2.1.3)
$\varepsilon$	— відносний коефіцієнт випромінювання або випромінювальна здатність (п. 2.1.1), визначається як співвідношення енергії, що випромінюється реальним об'єктом, до енергії, що випромінюється абсолютно чорним тілом за умови однакових температур	$\omega_{\text{CE}}$	— довгота перигелію, зміряна від лінії весняного рівнодення (п. 2.1.3)
$\varepsilon_{\text{obl}}$	— схилення екліптики (п. 2.1.3), визначається як кут між площиною екліптики та площиною небесного екватора	$\vec{\Omega}$	— вектор кутової швидкості обертання Землі (п. 3.3)
$\varphi$	— широта будь-якої точки поверхні Землі	$A\uparrow$	— загальна кількість енергії, що випромінюється $1 \text{ м}^2$ земної поверхні (п. 2.1.1)
$\rho$	— густина будь-якої речовини	Alk	— лужність (п. 2.3.2), визначається як надлишок основи над кислотою у воді
$\theta_s$	— зенітна відстань (п. 2.1.3), визначається як кут між сонячним променем і перпендикуляром в будь-якій точці поверхні Землі	Bo	— число Боуена (п. 2.1.6), визначається як співвідношення між потоками ентальпії (тепловмісту) та прихованого тепла
		C	— швидкість конденсації вологи (п. 3.3.1)
		$c_p$	— питома теплоємність при постійному тиску ( $\text{Дж} \cdot \text{К}^{-1} \cdot \text{кг}^{-1}$ )
		DIC	— розчинений неорганічний вуглець (п. 2.3.2), визначається як сума вуглекислоти, іонів бікарбонату та карбонату, розчинених у морській воді
		E	— швидкість випаровування (п. 3.3.1)
		$E_p$	— потенційне випаровування (п. 3.3.4), визначається як випаровування, яке відбувається за тих же умов на вологій однорідній поверхні
		$e_s$	— тиск насичення водяної пари (Pa) (п. 4.1)
		ecc	— ексцентриситет (п. 2.1.3), визначає форму еліптичності земної орбіти
		f	— параметр Коріоліса
		$f_f$	— загальний параметр зворотного зв'язку (п. 4.1.3)
		$F_{\text{fric}}$	— сила турбулентного тертя (п. 3.3)
		$F_{\text{IR}\downarrow}$	— низхідний потік довгохвильового випромінювання, що надходить на земну поверхню ( $\text{Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ ) (п. 2.1.6)

$F_{IR\uparrow}$  — висхідний потік довгохвильової радіації, що випромінюється землею поверхнею ( $\text{Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ ) (п. 2.1.6)  
 $F_{LH}$  — потік прихованого тепла на земній поверхні ( $\text{Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ ) (п. 2.1.6)  
 $F_{SH}$  — потік тепловмісту на земній поверхні ( $\text{Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ ) (п. 2.1.6)  
 $F_{SOL}$  — низхідний потік короткохвильової сонячної радіації, що надходить на земну поверхню ( $\text{Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ ) (п. 2.1.6)  
 $g$  — прискорення вільного падіння, дорівнює  $9,8 \text{ м} \cdot \text{с}^{-2}$   
 $HA$  — часовий кут (п. 2.1.3), визначається як час від того моменту, коли Сонце знаходилося в місцевому зеніті, зміряному від меридіана спостерігача на захід  
 $K_H$  — розчинність  $\text{CO}_2$  (п. 2.3.2), зв'язує концентрацію вуглекислоти в морській воді з парціальним тиском вуглекислого газу  
 $L_f$  — питома теплота плавлення льоду (п. 3.3.4), дорівнює  $334 \text{ кДж} \cdot \text{кг}^{-1}$  при  $0^\circ \text{C}$   
 $L_v$  — питома тепло випаровування води (п. 2.1.5), дорівнює  $2250 \text{ кДж} \cdot \text{кг}^{-1}$  при  $100^\circ \text{C}$  та  $2500 \text{ кДж} \cdot \text{кг}^{-1}$  при  $0^\circ \text{C}$   
 $p$  — тиск (Па)  
 $p_s$  — приземний тиск або тиск біля земної поверхні (Па)  
 $P$  — сумарна кількість опадів (п. 2.6)  
 $PERH$  — довгота перигелію (п. 2.1.3), відміряється від осіннього рівнодення  
 $q$  — масова частка водяної пари ( $\text{кг}/\text{кг}$ )  
 $q_s$  — зенітна відстань (п. 2.1.3)  
 $R$  — радіус Землі, дорівнює в середньому  $6371 \text{ км}$   
 $R_g$  — питома газова стала для ідеального газу  
 $RF_{TOA}$  — сумарний радіаційний потік (сума низхідного потоку сонячної радіації та висхідного потоку земної радіації) на верхній межі атмосфери ( $\text{Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ ) (п. 2.1.4)  
 $R_H$  — відносна вологість повітря  
 $r_m$  — середня відстань від Сонця до Землі (п. 2.1.3)  
 $RMS$  — середньоквадратична похибка (Root Mean Square, п. 3.5.1)  
 $R_v$  — газова стала для водяної пари, дорівнює  $461,39 \text{ Дж} \cdot \text{кг}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$   
 $R_{riv}$  — сумарний річковий стік (п. 2.2)  
 $S$  — солоність морської води, вимірюється в  $psu$   
 $S_h$  — кількість сонячної енергії (п. 2.1.3), яка надходить за одиницю часу на одиничну площину горизонтальної поверхні на верхній межі атмосфери  
 $S_r$  — кількість сонячної енергії (п. 2.1.3), яка надходить на одиничну площину зовнішньої поверхні атмосфери Землі, розташовану на відстані  $r$  від Сонця та перпендикулярну до сонячних променів  
 $S_0$  — сонячна стала (п. 2.1.1), дорівнює  $\sim 1368 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$   
 $TSI$  — загальне сонячне сяйво (Total Solar Irradiance, п. 2.1.1) або сонячна стала  $S_0$   
 $T_a$  — температура атмосфери (п. 2.1.1)  
 $T_e$  — ефективна температура випромінювання Землі (п. 2.1.1)  
 $T_s$  — температура підстильної поверхні (п. 2.1.1)  
 $\vec{V}$  — вектор швидкості руху (п. 3.3)  
 $VEI$  — індекс потужності вулканічного виверження (Volcanic Explosive Index, п. 4.1.2)

$K^{CaCO_3}$  — розчинність карбонатів у морській воді (п. 4.3.1)  
 $K_H$  — розчинність вуглекислого газу в морській воді (п. 2.3.2)  
 $k^{CO_2}$  — коефіцієнт інтенсивності обміну вуглекислим газом між атмосферою та океаном (п. 2.3.2)  
 $p^{CO_2}$  — парціальний тиск вуглекислого газу в атмосфері або в океані (п. 2.3.2)  
 $\Phi^{CO_2}$  — потік вуглекислого газу між атмосферою та океаном (п. 2.3.2)

## 2. Одиниці виміру

$\text{Вт}$  — Ват, одиниця виміру енергії  
 $\text{ПВт}$  — одиниця виміру енергії, дорівнює  $10^{15} \text{ Вт}$   
 $\text{ГтС}$  — одиниця виміру вмісту вуглецю, дорівнює  $10^9$  тонн або  $10^{15}$  грам вуглецю  
 $\text{ПгС}$  — одиниця виміру вмісту вуглецю, дорівнює  $10^{15}$  грам вуглецю  
 $\text{Дж}$  — Джоуль, одиниця виміру енергії  
 $\text{К}$  — Кельвін, одиниця виміру температури  
 $\text{куг}$  — 1000 років  
 $\text{м}$  — метр, одиниця виміру просторової протяжності  
 $\text{Па}$  — Паскаль, одиниця виміру тиску  
 $\text{ppb}$  — частин на мільярд (parts per billion), одиниця виміру вмісту газу  
 $\text{ppm}$  — частин на мільйон (parts per million), одиниця виміру вмісту газу  
 $\text{psu}$  — практична одиниця солоності (п. 1.3.1), одиниця вимірювання солоності морської води  
 $\text{Sv}$  — Свердруп (п. 1.3), одиниця вимірювання переносу води океанськими течіями, дорівнює  $10^6 \text{ м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$   
 $z$  — висота, яка звичайно вимірюється від підстильної поверхні

## 3. Скорочення

$AABW$  — Антарктична придонна водна маса (Antarctic Bottom Water, п. 1.3.2)  
 $AAIW$  — Антарктична проміжна водна маса (Antarctic Intermediate Water, п. 1.3.3)  
 $ACC$  — Антарктична циркумпольна течія (Antarctic Circumpolar Current, п. 1.3.2)  
 $AGCM$  — моделі загальної циркуляції атмосфери (Atmospheric General Circulation Model, п. 3.1)  
 $AOGCM$  — модель загальної циркуляції атмосфери та океану (Atmosphere Ocean General Circulation Model, п. 3.1)  
 $CCD$  — глибина компенсації кальциту (Calcite Compensation Depth, п. 4.3.1)  
 $CDW$  — циркумпольна глибинна водна маса (Circumpolar Deep Water, п. 1.3.2)  
 $CGCM$  — зв'язана або об'єднана модель загальної циркуляції (Coupled General Circulation Model, п. 3.2)  
 $GPP$  — валова первина продукція (Gross Primary Production, п. 2.3.3), тобто кількість вуглецю, який у складі  $\text{CO}_2$  було первинно спожито рослинністю (фітопланктоном) в процесі фотосинтезу. Але значна частина цього вуглецю потім буде виділена рослинами (фітопланктоном) в процесі дихання назад у довкілля. Див. також  $NPP$   
 $CRF$  — радіаційний форсинг, зумовлений хмарністю (п. 4.2.2)

DGVM	— модель глобальної динаміки рослинності (Dynamic Global Vegetation Model, п. 3.3.4)	NPP	— чиста первинна продукція (Net Primary Production, п. 2.3.3), визначається як приріст маси рослинності (фітопланктону) за рахунок процесу фотосинтезу (звичайно в одиницях вуглецю). Див. також GPP
DJF	— зимові місяці (December, January and February)	OGCM	— моделі загальної циркуляції океану (Ocean General Circulation Model, п. 3.2)
DW	— глибинна водна маса (Deep Water)	PDE	— диференціальне рівняння у частинних похідних (Partial Differential Equation, п. 3.4)
EBM	— модель балансу енергії (Energy Balance Model, п. 3.2)	PETM	— Палеоцен-Еоценовий тепловий максимум (Paleocene Eocene Thermal Maximum, п. 5.3.3), приблизно 55 мільйонів років тому
EMIC	— модель системи планети Земля проміжної складності (Earth Model of Intermediate complexity, п. 3.2)	PFT	— функціональний тип рослинності (Plant Functional Type, п. 3.3.4)
ENSO	— Ель-Ніньо — Південне коливання (El Niño-Southern Oscillation, п. 5.2.1)	RCP	— характерні траєкторії змін концентрації вуглекислого газу (Representative Concentration Pathways, п. 6.1.3)
GCM	— моделі загальної циркуляції (General Circulation Models, п. 3.2)	SAM	— Південна кільцева мода (Southern Annular Mode, п. 5.2.3)
GDD	— сума температур за вегетаційний період (Growing Degree Days, п. 3.3.4)	SLP	— атмосферний тиск на рівні моря (Sea Level Pressure)
HCO	— кліматичний оптимум Голоцену (Holocene Climatic Optimum, п. 5.5.1)	SOI	— індекс Південного коливання (Southern Oscillation Index, п. 5.2.1)
IPCC	— Міжурядова комісія по змінах клімату (Intergovernmental Panel on Climate Change, <a href="http://www.ipcc.ch/">http://www.ipcc.ch/</a> )	SPCZ	— Південно-тихоокеанська зона конвергенції (South Pacific Convergence Zone, п. 1.2.2)
ITCZ	— внутрішньотропічна зона конвергенції — ВЗК (Intertropical Convergence Zone, п. 1.2.2)	SRES	— Спеціальний звіт по сценаріях викидів вуглекислого газу (Special Report on Emission Scenarios, п. 6.1.2)
JJA	— літні місяці (June, July and August)	SST	— температура поверхні моря (Sea Surface Temperature, п. 1.3.3)
LGM	— Останній Льодовиковий Максимум (Last Glacial Maximum, п. 5.4.2), приблизно 21 тис. років до нашого часу	TCR	— перехідний відгук клімату (Transient climate response, п. 4.1.4), визначається як глобально осереднена величина щорічної середньої зміни температури між 60-м та 80-м роками модельного часу в числовому експерименті, в якому концентрація CO <sub>2</sub> збільшується на 1 % за рік до 70-го року (який є моментом подвоєння початкового значення концентрації CO <sub>2</sub> )
LIA	— Малий льодовиковий вік (Little Ice Age, п. 5.5.2), період протягом XVII—XIX століть н. е.	WMO	— Всесвітня метеорологічна організація, спеціалізована агенція ООН (World Meteorological Organization, <a href="http://www.wmo.int/">http://www.wmo.int/</a> )
MOC	— меридіональна обернена циркуляція (Meridional Overturning Circulation, п. 6.2.3)		
MWP	— Середньовічний теплий період (Medieval Warm Period, п. 5.5.2), період близько 1000 н. е.		
NADW	— Північно-атлантична глибоководна маса (North Atlantic Deep Water, п. 1.3.2)		
NAM	— Північна Кільцева Мода або Арктичне коливання (Northern Annular Mode, п. 5.2.2)		
NAO	— Північно-атлантичне коливання (North Atlantic Oscillation, п. 5.2.2)		

# Розділ 1. ОПИС ГЛОБАЛЬНОЇ КЛІМАТИЧНОЇ СИСТЕМИ ТА ЇЇ СКЛАДОВИХ

## 1.1. ВСТУП

Розглянемо більш детально найважливіші поняття сучасної кліматології, які використовувалися у передмові — «глобальний клімат», «регіональний клімат», «кліматична система», «кліматотворювальні фактори».

Почнемо з *глобального клімату*, який визначає стан системи планети Земля, тобто гід-

рометеорологічний режим атмосфери, океанів та материків, загальну циркуляцію океану та атмосфери, закономірності вологообміну, стан кріосфери та газообмін, який регулює вміст парникових газів в атмосфері. Просторово-часові зміни цього стану, як відомо, мають складну статистичну природу.

Тому й опис клімату повинен виконуватися за допомогою статистичних характеристик, для визначення яких потрібно ввести операцію осе-

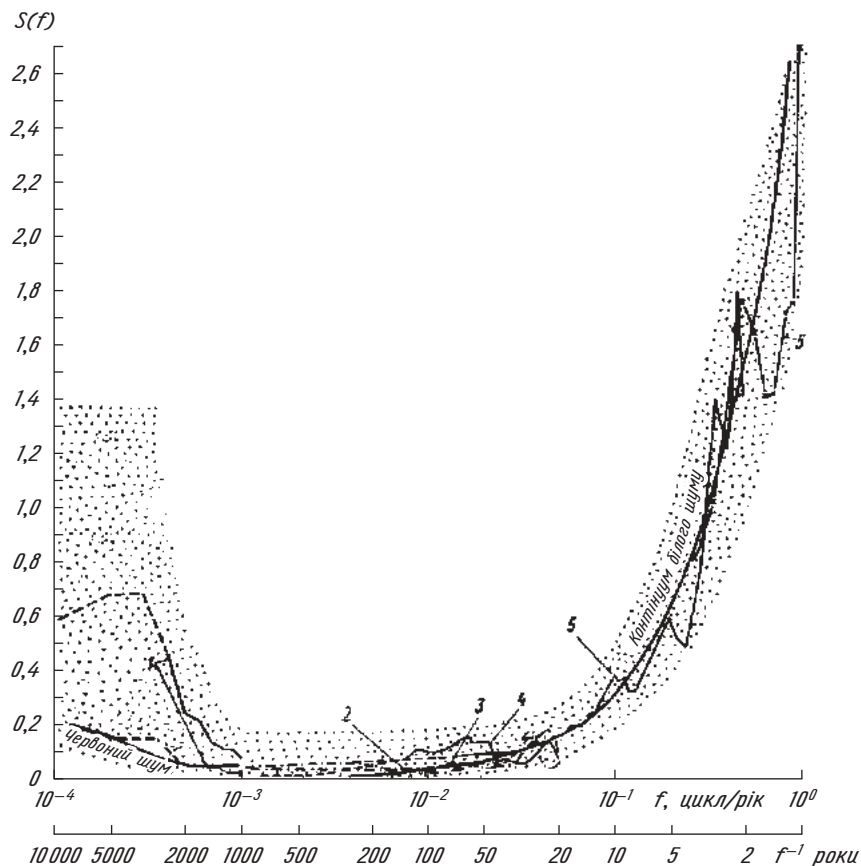


Рис. 1.1. Спектр коливань приземної температури повітря у Північній Атлантиці. По осі ординат відкладений квадрат амплітуди  $S(f)$ , помножений на частоту  $f$ ; по осі абсцис — частоти  $f$  у логарифмічному масштабі та відповідні періоди. Джерело: Монин (1982)

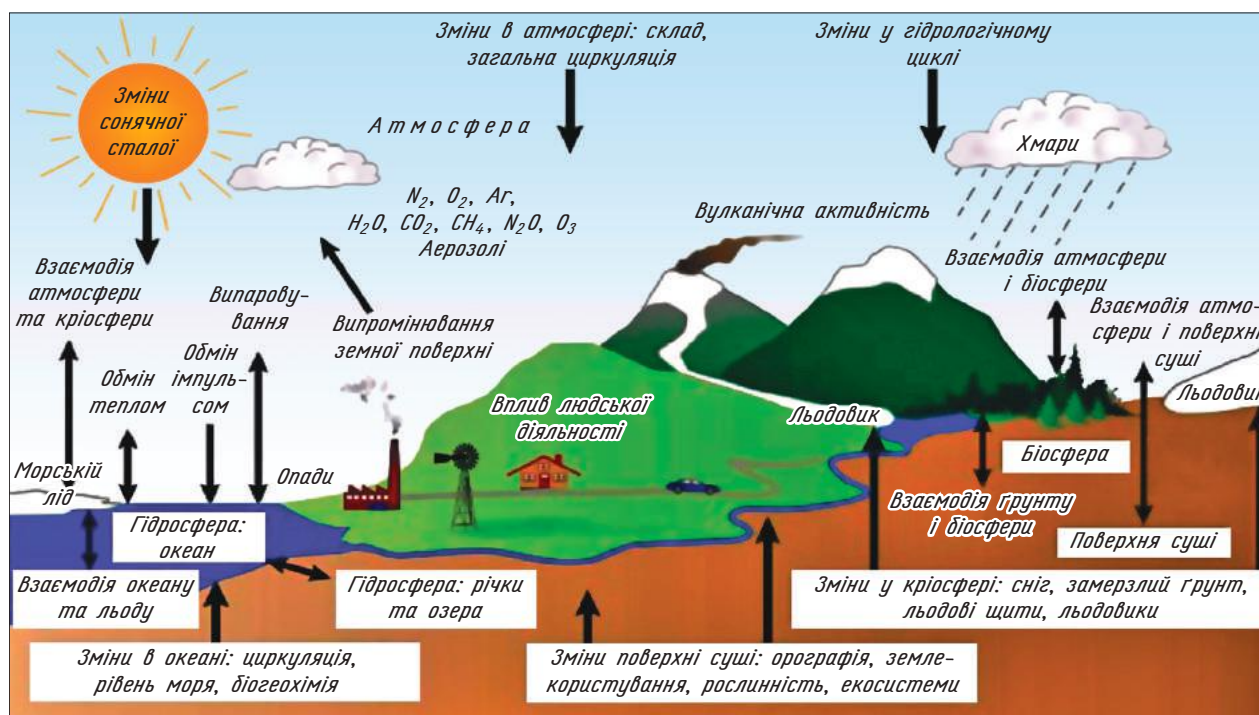


Рис 1.2. Схематичне зображення складових глобальної кліматичної системи, їх взаємодій і потенційних змін.  
Джерело: *Climate Change* (2007)

реднення. При цьому часовий період осереднення необхідно вибирати таким чином, щоб середні значення характеристик гідрометеорологічного стану та інші статистичні параметри були «сталими», тобто не змінювалися у терміни, близькі до часу осереднення. З аналізу часового спектра коливань характеристик гідрометеорологічного стану, і в першу чергу температури повітря поблизу земної поверхні (див. рис. 1.1), міжнародна метеорологічна спільнота визначила, що для отримання характеристик глобального клімату необхідно використовувати період осереднення 30—40 років. Таким чином, глобальний клімат можна визначити як статистичний ансамбль станів, які проходить кліматична система Землі за період часу в декілька десятиріч.

Під кліматичною системою планети Земля або глобальною кліматичною системою будемо розуміти планетарну систему, що складається з компонентів (складових), відгук яких на зовнішні кліматоутворювальні фактори і взаємодія між якими визначають головні особливості глобального клімату. Складовими або компонентами кліматичної системи є *атмосфера, гідросфера, літосфера, криосфера та біосфера* (див. рис. 1.2), які відрізняються одна від одної за фізичними властивостями, характерним часом відгуку на зовнішнє збурення (інерційність) тощо.

Відзначимо також, що кліматична система часто розглядається як частина ще більш широкої Системи планети Земля, яка включає всі складові планети, а не тільки компоненти, які безпосередньо або побічно пов'язані з темпера-

турою або опадами. Складові кліматичної системи перебувають у складній взаємодії, яка характеризується *прямими і зворотними зв'язками* (див. розд. 4). Прикладів таких взаємодій багато. Так, передача кількості руху від атмосфери до океану за рахунок турбулентного потоку імпульсу частково спричиняє рухи вод Світового океану — течії. В той же час завдяки турбулентним потокам тепла з поверхні океану, особливо у холодну пору року, тепло надходить до атмосфери. Тим самим океан відіграє значну роль у формуванні поля температури в атмосфері і, як наслідок, поля тиску та особливостей атмосферних циркуляційних процесів. Атмосфера, у свою чергу, таким же чином впливає на температуру поверхні океану, особливо у полярних районах.

Відомо, що стан біосфери регулюється ресурсами тепла і вологи, які формуються внаслідок перетворення сонячної радіації в складових кліматичної системи. З іншого боку, сама біосфера істотно впливає на стан кліматичної системи: рослинний світ значною мірою визначає відбивальну здатність (альбедо) планети, бере участь у процесах вологообміну, є основним джерелом кисню, регулює разом з океаном вміст вуглекислоти в атмосфері, формуючи її температурний режим. Складні біогеохімічні процеси, в т. ч. за участю мікроорганізмів, відбуваються й в океані та літосфері і суттєвим чином впливають на клімат (наприклад, див. п. 4.3).

Наявність зворотних зв'язків у кліматичній системі суттєво ускладнює аналіз впливу клі-

матоутворювальних факторів на динаміку клімату та його сталість. Тому важливою складовою сучасних кліматичних досліджень є вивчення наявних зворотних зв'язків та їх кількісного впливу на стан кліматичної системи.

Поряд з кліматом всієї глобальної кліматичної системи в кліматології розглядаються клімати окремих компонентів цієї глобальної системи — *клімат атмосфери, клімат Світового океану* тощо. Крім того, предметом вивчення може бути *клімат певної території або місцевості*, тобто характерний для неї багаторічний режим погоди, зумовлений сонячною радіацією, її перетвореннями в діяльному шарі земної поверхні та пов'язаною з нею загальною циркуляцією атмосфери і океану. У сучасному трактуванні це визначення характеризує *регіональний (локальний) клімат*, який можна розглядати як регіональні (локальні) прояви глобального клімату.

З вищенаведеного короткого опису стає зрозумілим, що глобальна кліматична система нашої планети є дуже складною фізичною системою з великою кількістю прямих та зворотних зв'язків, вивчення якої повинно будуватися на принципах системного підходу. В його межах глобальний клімат необхідно розглядати як осереднену характеристику стану кліматичної системи Землі, який формується в результаті взаємодії її складових, що знаходяться під впливом зовнішніх факторів. Таким чином можна визначити, що *кліматоутворювальними факторами* є фізичні, біогеохімічні та інші процеси, які характеризують зовнішній вплив на кліматичну систему, а також основні взаємодії між її складовими (компонентами). Отже ці фактори поділяються на *зовнішні* та *внутрішні*. Зовнішнім можна вважати фактор, на який немає оберненого впливу з боку самої системи, тобто він впливає на стан системи, але сам він від неї не залежить. Внутрішні фактори характеризують функції окремих компонентів кліматичної системи, їх взаємозв'язки та взаємодію. При цьому функції окремих елементів системи є різними: одні є відповідальними за засвоєння зовнішнього потоку енергії Сонця, інші — за її внутрішній перерозподіл. Вплив кліматоутворювальних факторів на стан кліматичної системи кількісно можна визначити через *радіаційний форсинг*, який є зміною у радіаційному балансі Землі на рівні тропопаузи, що вимірюється у  $\text{Вт} \cdot \text{м}^{-2}$  (див. детальніше п. 4.1).

До *зовнішніх кліматоутворювальних факторів* в першу чергу відносяться *астрономічні фактори*, які зумовлюють величину потоку сонячної радіації на зовнішню межу земної атмосфери. Це:

— світність Сонця;

— положення орбіти Землі в Сонячній системі та характеристики орбітального її руху, в т. ч. нахил осі Землі до площини орбіти.

Ці фактори визначають вплив на планету Земля з боку інших тіл Сонячної системи: в першу чергу її інсоляцію, а також гравітаційний вплив, який створює припливи, коливання характеристик орбітального руху та обертання навколо осі, які у свою чергу впливають на розподіл інсоляції на зовнішній межі атмосфери.

Крім цього до зовнішніх кліматоутворювальних факторів відносяться *зовнішні геофізичні фактори*:

— розміри та маса Землі;

— швидкість обертання планети навколо своєї осі;

— характеристики власних гравітаційного та магнітного полів;

— внутрішнє тепло за рахунок геотермічних джерел і вулканізму.

До *внутрішніх кліматоутворювальних факторів* на глобальному рівні відносяться такі геофізичні фактори:

— маса та фізико-хімічна структура атмосфери (постійні її складові та змінні термодинамічно активні домішки);

— маса і фізико-хімічний склад океану;

— особливості розподілу суші та океану, структура діяльного шару;

— рельєф поверхні суші;

— біогеохімічні процеси, які відбуваються в атмосфері, океані та літосфері.

Слід підкреслити, що розподіл на зовнішні та внутрішні кліматоутворювальні фактори суттєво залежить від масштабів часу кліматичних процесів, що розглядаються. Дійсно, спектр цих процесів дуже широкий (від декількох десятків років до сотень тисяч років) і вплив на них кліматоутворювальних факторів проявляється з різною значущістю на різних часових масштабах (більш детально див. п. 5.1).

Так, при вивченні змін клімату на масштабах декількох десятків років до *внутрішніх факторів* можливо відносити тільки властивості та взаємодію атмосфери, діяльного шару океану, сезонної частини кріосфери (сезонний сніговий покрив та морська крига), тобто загальну циркуляцію атмосфери, тепло- і вологообіг між атмосферою, діяльним шаром Світового океану та сезонною частиною кріосфери. Тоді *зовнішніми факторами* на цих часових масштабах слід вважати: потік сонячної радіації, газовий склад атмосфери, географічний розподіл суші та океанів, фоновий стан глибинної частини Світового океану, стан льодовиків та льодяних щитів. Якщо перейти до коливань клімату протягом сотень років, то властивості всієї товщі Світового океану будуть відноситися до внутрішніх кліматоутворювальних факторів, як і, можливо, розподіл площі льодовиків, а також короткоперіодні зміни у *глобальному вуглецевому циклі* (потоки вуглецю між атмосферою та океаном, атмосферою та біотою (див. розд. 4).

Складність і неоднозначність зв'язків у кліматичній системі, постійна еволюція її компонентів, які мають різну інерційність, є причиною багатьох кліматичних змін на планеті. Оскільки за одних і тих же зовнішніх умов на Землі може існувати кілька типів клімату, то стан кліматичної системи визначається не тільки зовнішнім впливом, але, як ми бачимо, і взаємодією між її компонентами.

Як зазначалося раніше, однією з найбільш важливих особливостей клімату є його значна часова *мінливість*, в т. ч. міжрічна, яка доступна для сприйняття людиною. Розвиток цивілізації, ускладнення елементів техносфери веде до значно більшої їх чутливості до примх погоди та мінливості клімату. Тому одним з найважливіших завдань кліматології є вивчення причин змін кліматичних умов у минулому та передбачення характеру цих змін у майбутньому. З точки зору системного аналізу ця багатомасштабна мінливість або *динаміка клімату* є проявом як внутрішніх властивостей кліматичної системи, так й часової мінливості зовнішнього впливу на неї.

Як вказувалося раніше, глобальна кліматична система є дуже складною динамічною системою, яка включає геофізичні, геохімічні та біологічні елементи, стан яких регулюється як зовнішніми кліматоутворювальними факторами, так й внутрішніми зв'язками між цими елементами, і при незмінних зовнішніх факторах ця система знаходиться у стані динамічної рівноваги. Але стан динамічної рівноваги зовсім не передбачає незмінності стану внутрішніх компонентів системи, в т. ч. атмосфери, тобто їй властиві *власні вільні коливання* різного періоду. В той же час коливання зовнішніх кліматоутворювальних факторів генерують *змушені коливання* внутрішніх характеристик кліматичної системи. Таким же чином коливання та зміни характеристик одного з внутрішніх елементів системи ведуть до коливань та змін характеристик інших елементів кліматичної системи. Накладаючись одне на одне, ці коливання створюють в атмосфері та інших складових кліматичної системи дуже складну картину, в якій присутні кліматичні коливання з часовими періодами від міжрічних до мільйонів років. Таким чином, завданням динаміки клімату, як розділу кліматології, є вивчення фізичної природи цих коливань, їх головних чинників та прогнозування змін клімату на майбутнє.

Визначимо вживані раніше терміни «*кліматична мінливість*», «*коливання клімату*» та «*зміни клімату*» (Метеорологія і кліматологія, 2008).

Мінливість клімату є загальною рисою властивостей кліматичної системи, яка характеризує часові зміни стану як самої системи, так і її складових.

Під «*змінами клімату*» будемо розуміти *однонаправлені* (в межах певного часового пе-

ріоду) зміни характеристик стану кліматичної системи, в т. ч. характеристик її окремих елементів — наприклад, характеристик стану атмосфери.

Поняття «*коливання клімату*» зазвичай застосовують тоді, коли в межах певного часового періоду відсутні зміни однонаправленого характеру, а має місце зворотне змінювання з деякою квазіперіодичністю або циклічністю.

Таким чином, терміни «*зміна*» та «*коливання клімату*» можуть бути характеристикою одного фізичного процесу залежно від того, впродовж якого часового періоду розглядаються характеристики мінливості. Наприклад, якщо розглядаються зміни кліматичних характеристик протягом декількох століть, зумовлені кліматичними коливаннями з періодом у декілька тисяч років, то звісно можна казати про «*зміни клімату*» впродовж часового періоду, що вивчається. Але ці зміни будуть складовою більш великомасштабного у часі процесу коливань клімату.

В той же час якщо відбуваються однонаправлені *незворотні* зміни або зовнішніх, або внутрішніх кліматоутворювальних факторів, то треба казати про «*незворотні зміни клімату*».

Оскільки кліматичні коливання мають дуже широкий часовий діапазон, то при подальшому вивченні доцільним є використання їх градацій (Метеорологія і кліматологія, 2008):

- коливання з періодом до 100 років будемо відносити до т. зв. «*кліматичної мінливості*»;

- коливання з періодом від 100 до 20 тис. років класифікуються як «*короткоперіодні коливання клімату*»;

- коливання з періодом більше 20 тис. років будемо вважати як «*довгоперіодні коливання клімату*».

## 1.2. АТМОСФЕРА <sup>1</sup>

### 1.2.1. Газовий склад і температура

Зазвичай газовий склад повітря визначається у термінах відносної частки, яку займає будь-який газ, до загального об'єму газової суміші за умови приведення їх до однакового тиску та температури (Школьний Є. П., 2007). Ця відносна частка вимірюється у відсотках (%) та у мільйонних (млн<sup>-1</sup> або *ppm*) або мільярдних (*ppb*) частках вмісту.

*Сухе повітря* переважно складається з азоту (78,1 %), кисню (20,95 %), аргону (0,93 %)

<sup>1</sup> Далі у главах 1—6 викладання здійснюється на основі "Introduction to climate dynamics and climate modeling" (Goosse H., Barriat P. Y., Lefebvre W., Loutre M. F., Zunz V., 2009).

та вуглекислого газу  $\text{CO}_2$  (394 ppm). Частка, що залишається, складена з різних змінних складових — неон (18 ppm), гелій (5 ppm), метан  $\text{CH}_4$  (1819 ppb) і криптон (1 ppm). Крім того, в повітрі присутня надзвичайно мінлива кількість водяної пари — від майже повної відсутності в найхолодніших частинах атмосфери до 5 % у вологих і теплих регіонах. У середньому кількість водяної пари становить 0,25 % маси атмосфери.

На великих масштабах атмосфера є дуже близькою до *гідростатичної рівноваги*, тобто на висоті  $z$  сила баричного градієнту, що діє на  $1 \text{ м}^2$  горизонтальної поверхні на висоті  $z$ , урівноважується силою тяжіння. Таким чином, максимум атмосферного тиску спостерігається біля поверхні Землі і приземний тиск  $p_s$  безпосередньо зв'язаний з масою всього стовпчика повітря в конкретному місці. Тиск зменшується з висотою приблизно за експоненціальним законом:

$$p = p_s e^{-z/H}, \quad (1.1)$$

де  $H$  — масштаб висоти (який становить приблизно 7—8 км для найнижчих 100 км атмосфери). Враховуючи таке монотонне співвідношення між висотою і тиском, тиск часто використовується як вертикальна координата в атмосфері, що спрощує формулювання деяких рівнянь.

В *тропосфері*, в першому наближенні це найнижчі 10 км атмосфери, температура зазвичай зменшується з висотою. Швидкість цих змін

називається *вертикальним градієнтом температури*  $\Gamma$

$$\Gamma = -\frac{\partial T}{\partial z}, \quad (1.2)$$

де  $T$  — температура.

Вертикальний градієнт залежить переважно від радіаційного балансу атмосфери (див. п. 2.1), а також від конвекції і горизонтальної адвекції тепла. Його глобальне середнє значення становить близько  $6,5 \text{ К} \cdot \text{км}^{-1}$ , але може змінюватися навіть зі зміною знака залежно від місцевості та сезону.

Вертикальний градієнт температури є важливою характеристикою атмосфери. Наприклад, він визначає вертикальну сталість атмосфери. При низьких значеннях вертикального градієнта атмосфера дуже стійка та перешкоджає вертикальним рухам. Від'ємні значення вертикального градієнта (тобто температура зростає з висотою), так звана *температурна інверсія*, відповідають надзвичайно стійким умовам. Коли вертикальний градієнт збільшується, відбувається зменшення стійкості, що в деяких випадках веде до вертикальної нестійкості та конвекції. Вертикальний градієнт також відіграє значну роль у зворотних зв'язках, які виконують важливу роль у відгуках кліматичної системи на збурення (див. п. 4.2.1).

На висоті близько 10 км розташована зона з малими вертикальними градієнтами температури, яка має назву *тропопаузи* та відмежовує тропосферу від *стратосфери*, де температура

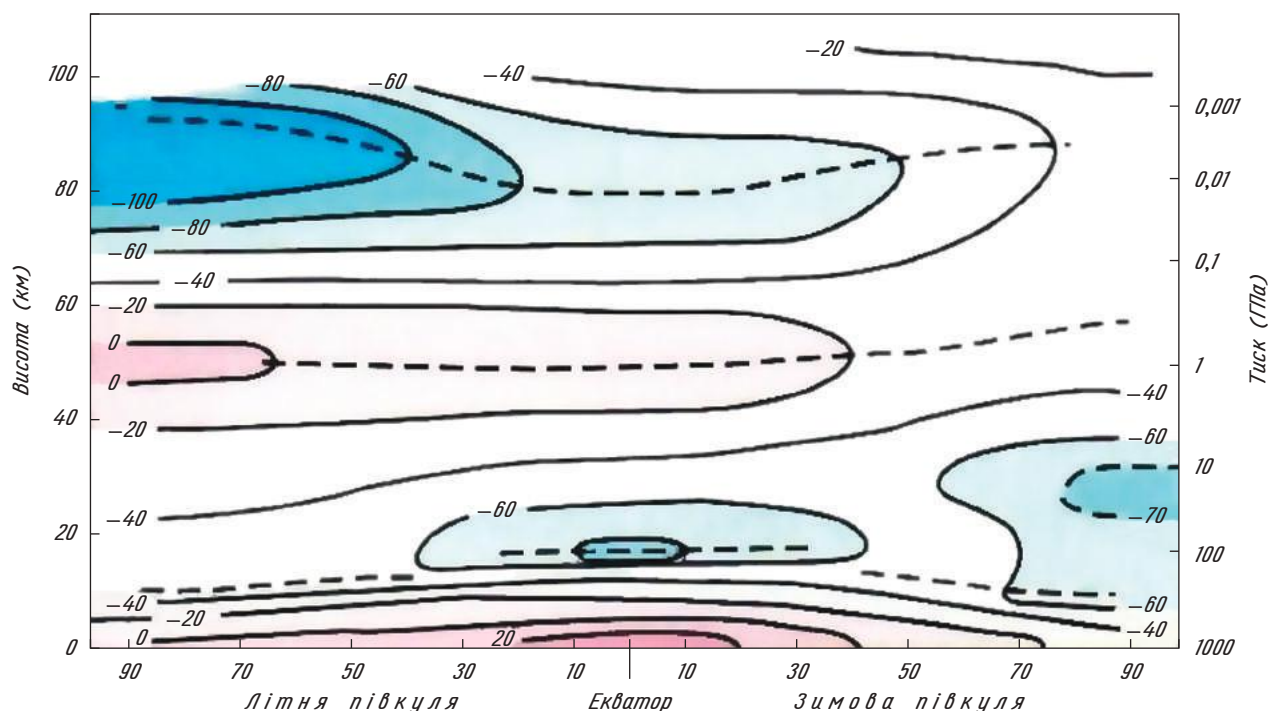


Рис. 1.3. Ідеалізована схема розподілу зональної середньої температури ( $^{\circ}\text{C}$ ) в атмосфері як функції висоти (або тиску). Штрихові лінії схематично показують розташування тропопаузи, стратопаузи і мезопаузи.

Джерело: Wallace J. M. and P. V. Hobbs (2006)

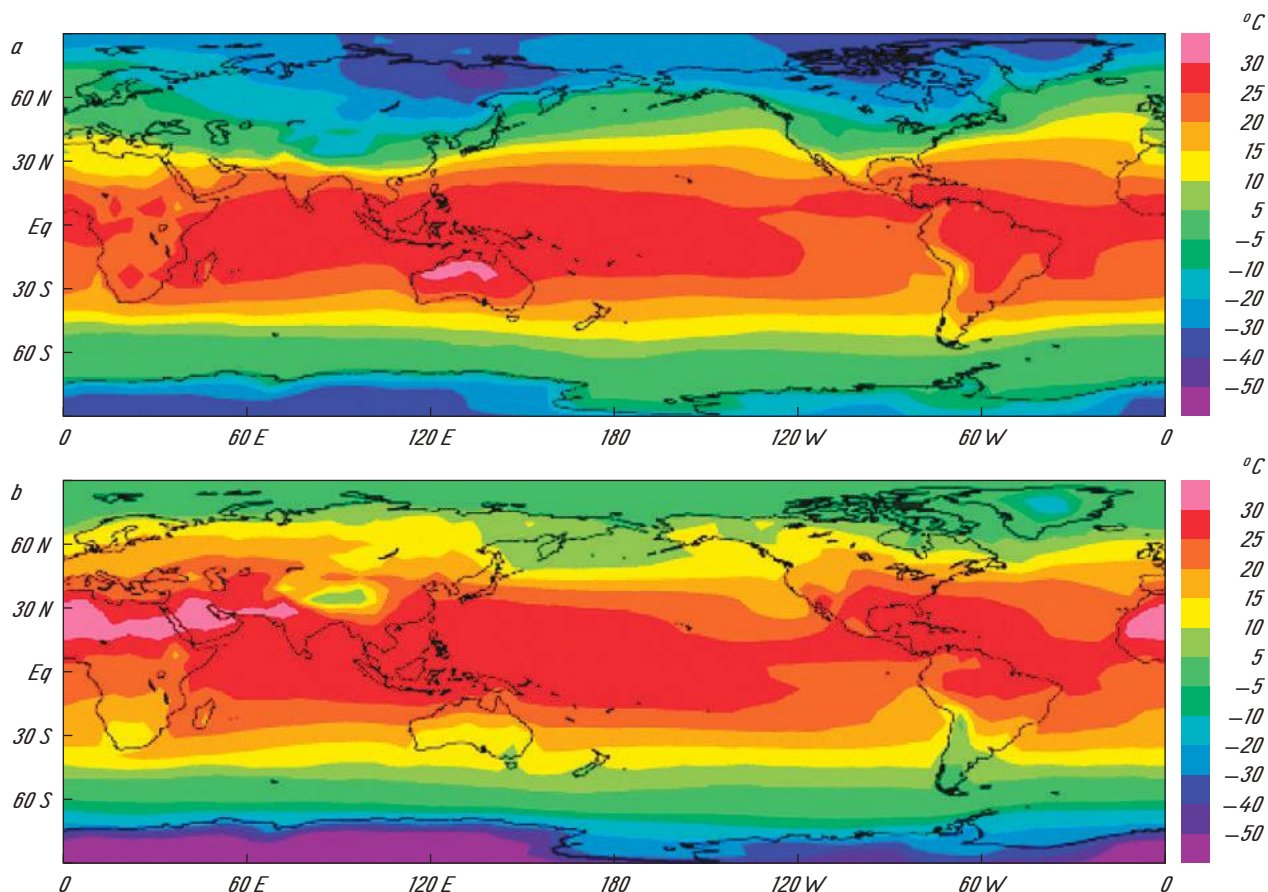


Рис. 1.4. Осереднена приземна температура повітря (°C): *a* — грудень, січень, лютий і *b* — червень, липень, і серпень. Джерело: Brohan et al. (2005). <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/temperature/>

загалом зростає з висотою до стратопаузи, яка розташована на висоті  $\sim 50$  км (рис. 1.3). Вище стратопаузи, в мезосфері, спостерігається значне зменшення температури з висотою до мезопаузи ( $\sim 80$  км), а потім, в термосфері, температура знову зростає. Вище 10 км на вертикальні градієнти температури суттєво впливає поглинання сонячного випромінювання різними атмосферними газами і хімічні реакції, які залежать від сонячного світла.

Зокрема, потепління у стратосфері на висотах близько 30—50 км відбувається здебільшого за рахунок поглинання ультрафіолетового випромінювання *стратосферним озonom*, який захищає життя на Землі від цього небезпечного випромінювання.

Вологість повітря суттєво впливає на кліматичні умови в атмосфері. Така її характеристика, як *відношення суміші*, також має характерний вертикальний профіль з максимальними значеннями на нижніх рівнях та значним зменшенням з висотою. В результаті повітря вище тропопаузи є практично сухим. Такий характер вертикального розподілу вологи є наслідком двох головних процесів. По-перше, головним джерелом атмосферної водяної пари є випаровування з земної поверхні. По-друге, до того, як більш тепле атмосферне повітря біля поверхні випаровування

стане насиченим, воно може містити набагато більшу кількість водяної пари, ніж більш холодне повітря на вищих рівнях; процес насичення спричиняє утворення водяних крапель або льодяних кристалів, хмар і, врешті-решт, опадів.

Поблизу поверхні Землі температура досягає свого максимуму в екваторіальних регіонах (рис. 1.4) завдяки вищим значенням сонячної радіації, що надходить (див. п. 2.1).

Тут впродовж року температура поверхні суттєво не змінюється. Тому через значно більші амплітуди сезонних коливань температури в середніх і високих широтах взимку меридіональні градієнти північ-південь набагато більші, ніж влітку. На розподіл приземної температури повітря також впливають адвекція тепла в атмосфері та океані й ефект теплової інерції океану (див. п. 2.1.5). До того ж важливу роль відіграють топографія і додатний вертикальний градієнт температури в тропосфері, пов'язаний зі зменшенням температури на значних висотах.

### 1.2.2. Елементи загальної циркуляції атмосфери

Високі температури на екваторі зумовлюють меншу густину повітря. Через це воно підніма-

ється догори і при підйомі в тропосфері розтікається у напрямі полюсів. Це компенсується низхідними рухами повітря, яке біля поверхні Землі у свою чергу стікає до екватора. Якщо б Земля була нерухомою, ця велика конвективна комірка досягла б полюсів, генеруючи прямий обмін повітрям між найбільш теплими та найбільш холодними областями на Землі. Проте завдяки обертанню Землі навколо своєї осі така атмосферна структура є нестійкою. Тому дві конвективні комірки, що виникають внаслідок висхідних рухів на екваторі (*комірки Хедлі*), закриваються низхідною гілкою на широтах біля  $30^\circ$  по обидві сторони від екватора (див. рис. 1.5).

Північна межа цих комірок позначена сильними південно-західними вітрами у верхній тропосфері, які мають назву *тропосферних струминних течій*. Біля земної поверхні за рахунок обертання Землі (*сила Коріоліса*) повітряний потік, що рухається від середніх широт до екватора, відхиляється вправо у Північній півкулі і вліво — в Південній півкулі. Це спричиняє виникнення східних пасатних вітрів тропічних регіонів (рис. 1.6).

У позатропічній циркуляції біля земної поверхні переважають західні вітри, чия зональна симетрія порушується великими хвилеподібними збуреннями. Ця безперервна послідовність

збурень призводить до щоденних змін погоди в цих регіонах. Домінуючою особливістю меридіональної циркуляції в цих широтах є *комірка Фереля*, інтенсивність якої слабкіша за комірку Хедлі. Оскільки вона характеризується висхідними рухами в полярній гілці і низхідним рухом в екваторіальній гілці, то ця комірка називається *зворотною* в протилежність комірни Хедлі, яка називається *прямою*.

За межами вузької екваторіальної смуги і вище приземного граничного шару великомасштабна атмосферна циркуляція близька до геострофічної рівноваги. Тому приземний тиск і вітер близько пов'язані. У Північній півкулі вітри направлені за годинниковою стрілкою навколо областей високого тиску і проти годинникової стрілки — навколо областей низького тиску, тоді як у Південній півкулі напрям вітрів протилежний. У зв'язку з цим західні вітри в середніх широтах пов'язані з високим тиском у субтропіках і низьким тиском в районі  $50\text{--}60^\circ$ .

Субтропічний пояс високого тиску являє собою не безперервну структуру, а ряд чітких центрів високого тиску, які часто називаються на ім'я регіону, де спостерігається їх максимум (наприклад, *Азорський антициклон* і *антициклон св. Гелени*). У Північній півкулі пояс низького тиску навколо  $50\text{--}60^\circ$  півн. ш. проявляється

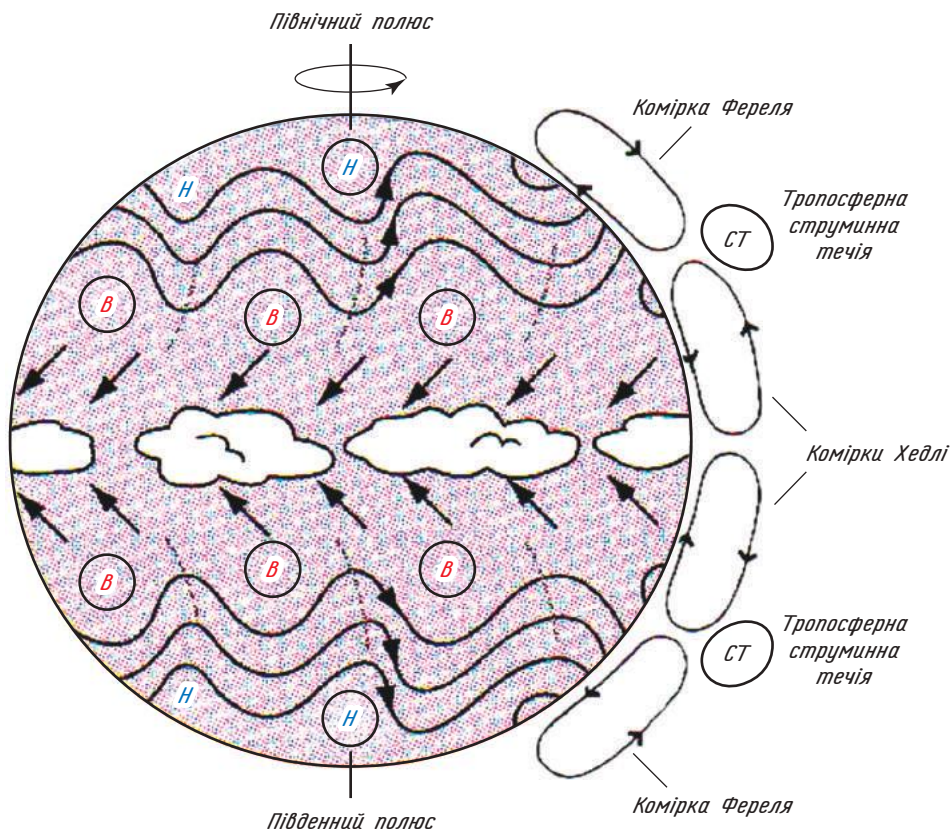


Рис. 1.5. Схематичне зображення осередненої щорічної загальної циркуляції атмосфери. Літерами В (Н) позначені системи високого (низького) тиску відповідно. Джерело: J. M. Wallace and P. V. Hobbs (2006)

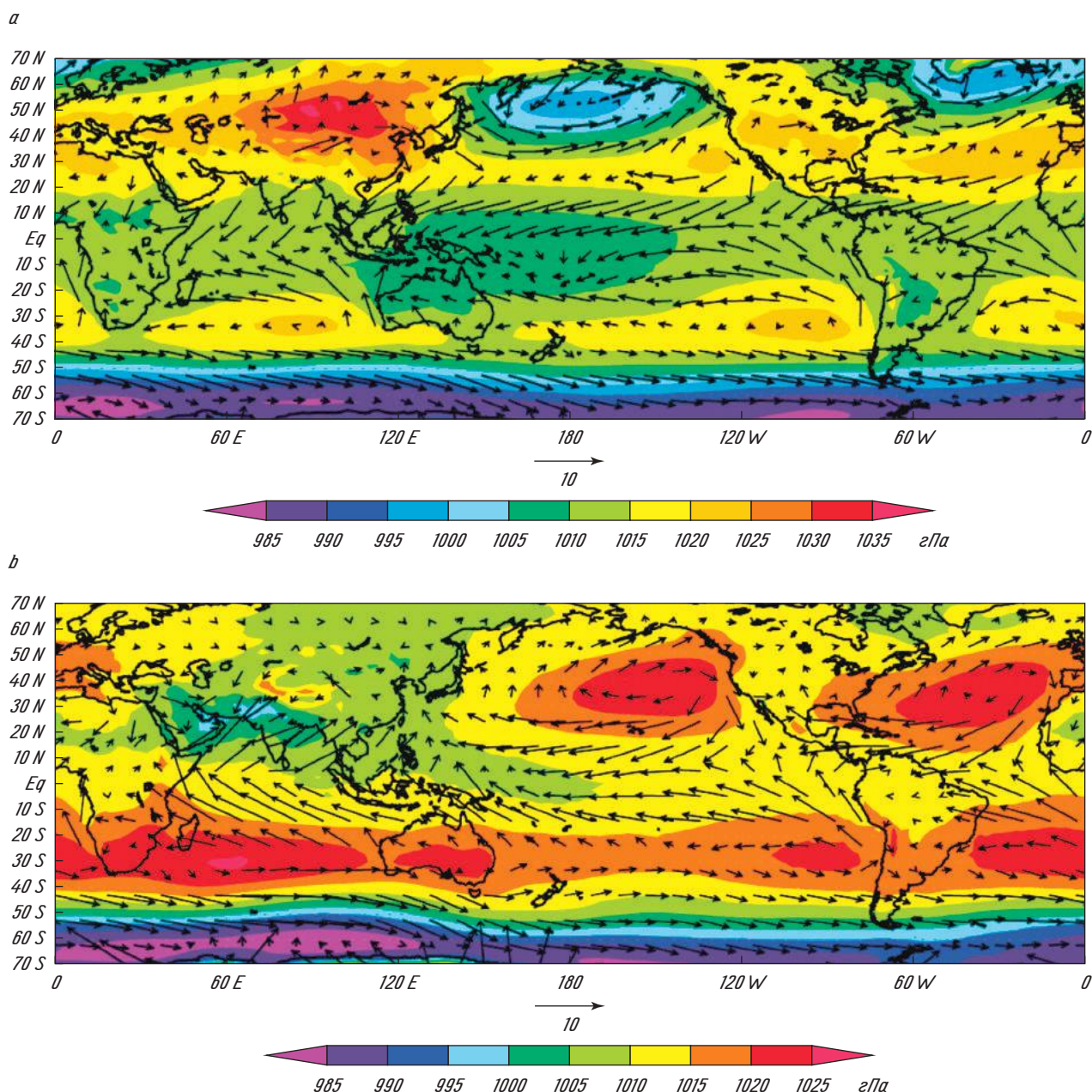


Рис. 1.6. Вітри на рівні 10 м (стрілки, м/с) і тиск (кольори, гПа) на рівні моря в (а) грудні, січні та лютому і в (б) червні, липні та серпні. Джерело: NCEP/NCAR реаналіз (Kalnay et al., 1996)

на кліматичних картах як циклонічні центри, що мають назву *Ісландський* і *Алеутський мінімуми*. У Південному океані через відсутність великих площ суходолу на відповідних широтах тиск має більшу зональну однорідність, з мінімумом приземного тиску біля 60° півд. ш.

У реальній атмосфері конвергенція приземних вітрів і, як наслідок, *висхідні рухи* спостерігаються не безпосередньо на екваторі, а в деякому поясі, що має назву *внутрішньотропічної зони конвергенції (ITCZ)*. Через реальну геометрію континентів ця зона розташована навколо 5° півн. ш. з деякими сезонними переміщеннями. Наявність та розташування поверхні суші також відіграє критичну роль у формуванні

*мусонної циркуляції*. Влітку континенти через їх нижчу теплову інерцію нагріваються швидше, ніж океани (див. п. 2.1.5). Це генерує нагрів повітря біля поверхні суші та зменшення там приземного тиску. Ця різниця тиску між сушею і морем генерує перенос вологого повітря з моря до суші. Взимку ситуація змінюється, над холодним континентом спостерігається область високого тиску і повітря рухається з суші до моря. Така мусонна циркуляція з сезонними змінами напряму вітру спостерігається в багатьох областях Африки, Азії та Австралії. Ймовірно найвідомішим мусоном є *Південноазіатський мусон*, який суттєво впливає на клімат Індійського субконтиненту (див. рис. 1.7).

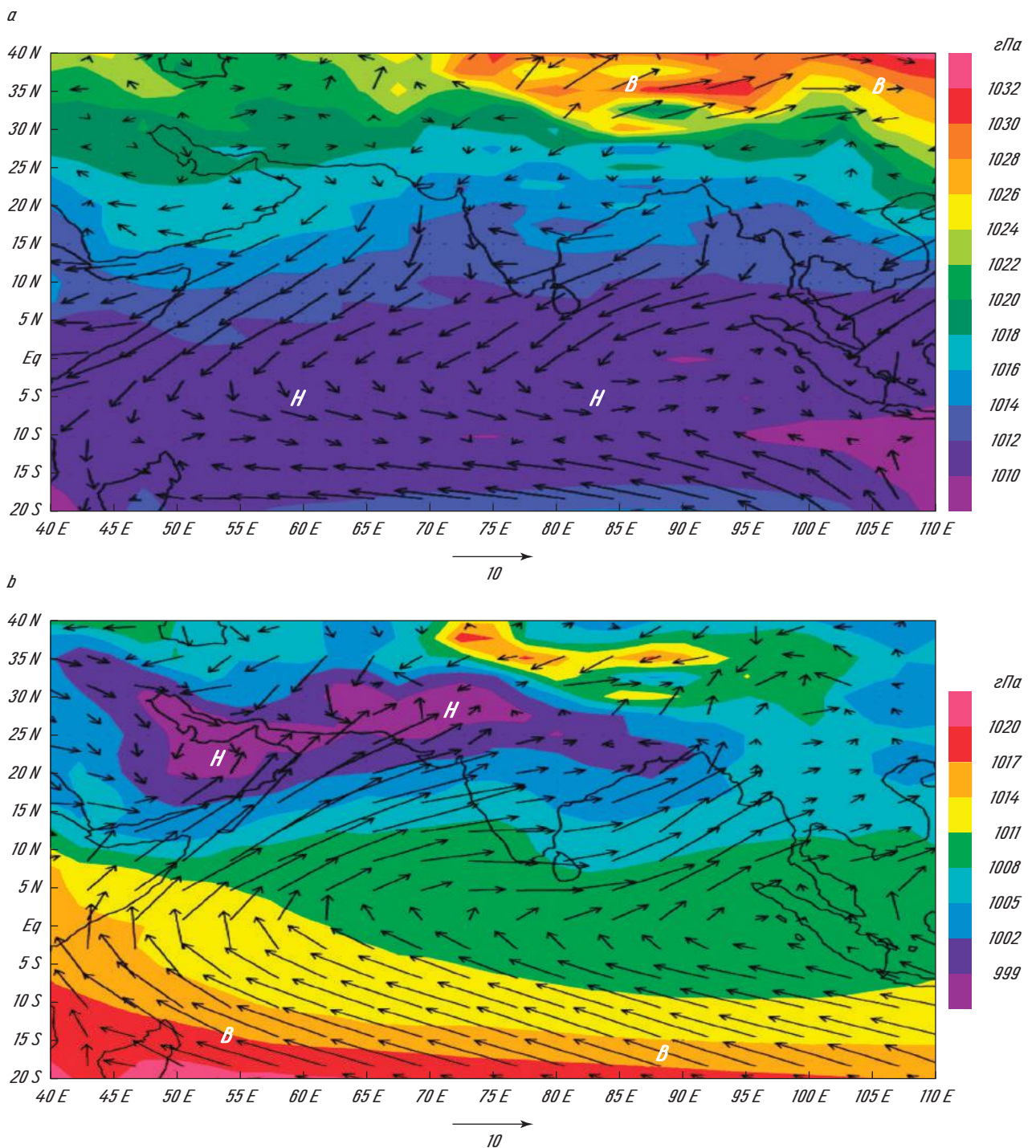


Рис. 1.7. Вітри (стрілки, м/с) на рівні 10 м і тиск (кольори, гПа) на рівні моря в (а) січні і (б) липні, що ілюструють зміну напрямку вітру між зимовим і літнім мусоном. Джерело даних: NCEP/NCAR реаналіз (Kalnay et. al, 1996)

### 1.2.3. Опади

Великомасштабна циркуляція атмосфери значно впливає на опади, які є, поряд з температурою, найголовнішою характеристикою у визначенні клімату регіону. Уздовж ITCZ за рахунок висхідних рухів відбувається охолодження теплого і вологого повітря, що приводить до конденсації вологи і значних опадів у цій області.

Наприклад, в районі західної частини тропічного Тихого океану випадає більш ніж 3000 мм опадів за рік. Навпаки, низхідні рухи в субтропіках призводять до осушення повітря і найнижчих сум опадів. Як результат, більшість великих пустель розташовані у субтропічному поясі.

Мусон суттєво впливає на структуру опадів над субтропічними континентами. Протягом зимового мусону надходження сухого континен-

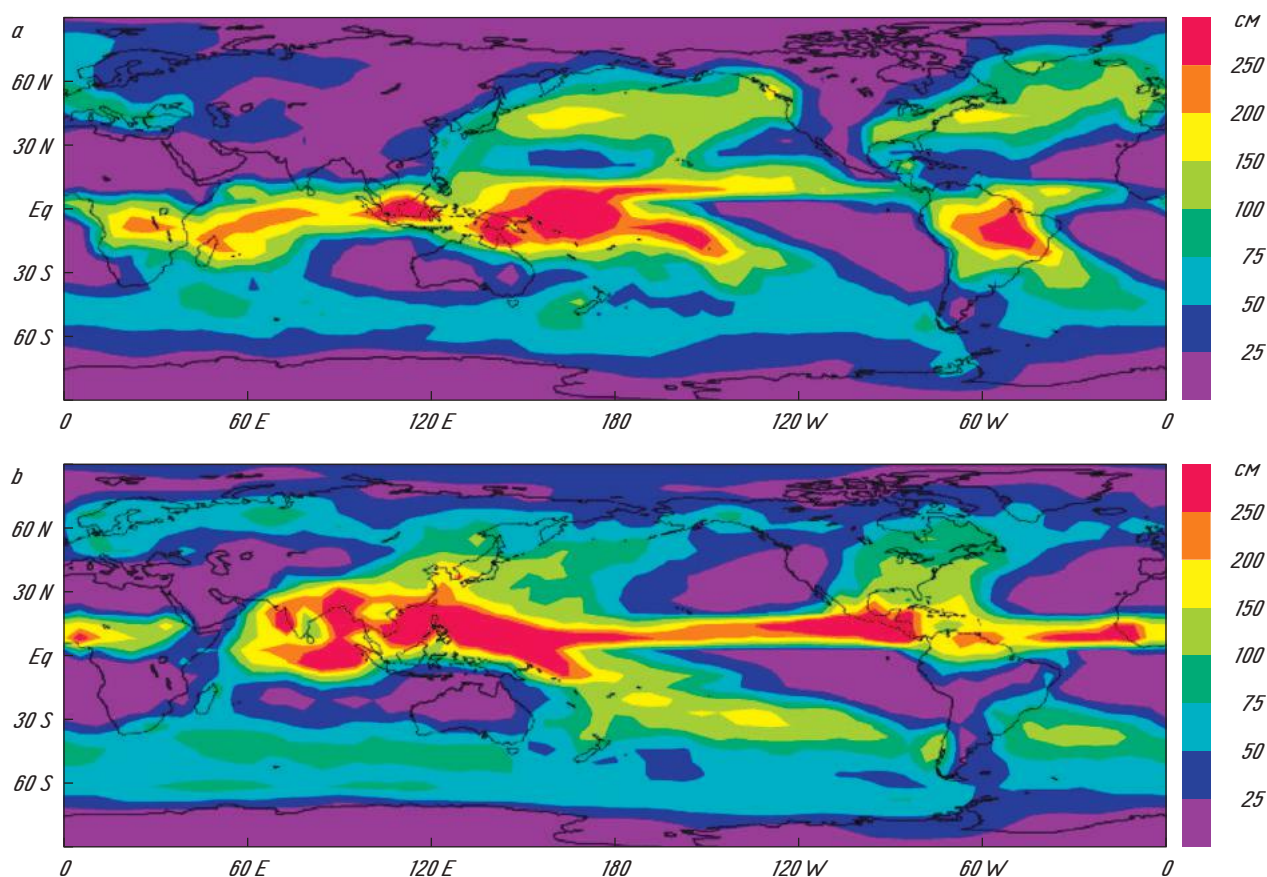


Рис. 1.8. Оподи в см в: (а) грудні, січні та лютому; (б) червні, липні та серпні. Джерело: P. Xie and P. A. Arkin (1997)

тального повітря зумовлює незначні опади в цих областях. З іншого боку, влітку перенос вологого повітря з океану генерує значні опади, кількість яких може досягти декількох метрів за декілька місяців. Велику роль також відіграє топографія, оскільки вона може генерувати істотні вертикальні рухи. Там, де топографія формує висхідні рухи вологого повітря, можуть спостерігатися значні опади, наприклад, на схилах Гімалаїв протягом літнього мусону. Якщо ж топографія генерує низхідні рухи, повітря стає більш сухим, тому в цьому районі опадів буде мало, що навіть може сприяти появі пустель. Гори також виконують роль бар'єра для вологого повітря, яке рухається з океану. Тому відстань від океанського джерела варто брати до уваги при вивченні режиму опадів в будь-якому регіоні. Це пояснює, чому, наприклад, кількість опадів у Центральній Азії менша, ніж в Західній Європі на такий же широті.

Над океанами також існують значні особливості розподілу опадів; прикладом є *Південно-тихоокеанська зона конвергенції* (SPCZ), яка простягається з північного заходу на південний схід — від Індонезії у напрямку до 30° півд. ш., 130° зах. д. та пов'язана з великими сумами опадів. У середніх широтах опади взимку зумовлені переважно *циклонами*, які загалом руха-

ються в Тихому й Атлантичному океанах уздовж 45° півн. ш. На цих *штормових траєкторіях* спостерігаються максимальні суми опадів. Всі перелічені ефекти простежуються на картах осереднених сум опадів, які наведені на рис. 1.8.

### 1.3. ОКЕАН

#### 1.3.1. Склад і властивості

Океан є найважливішим компонентом глобальної кліматичної системи. Він покриває близько 71 % поверхні Землі та має середню глибину приблизно 3700 м. Морська вода складається з 96,5 % води і 3,5 % розчинених солей, частинок, газів і органічної речовини. Найголовнішими з цих компонентів є хлориди і натрій, які становлять близько 85 % розчиненої речовини. Хоча абсолютна кількість розчинених солей змінюється залежно від регіону, їх відносна частка у морській воді є дуже сталою. З практичної точки зору замість того, щоб конкретизувати частку кожного з компонентів, доцільно визначити загальну характеристику — *масову солоність* як кількість всієї розчиненої речовини

(у грамах) в кілограмі морської води. Ця безрозмірна солоність наводиться у частках на тисячу (в ‰). Проте на практиці важко вимірювати весь розчинений в морській воді матеріал. Тому зараз значення солоності ґрунтуються на вимірюванні електропровідності морської води і надаються в *psu* (практична одиниця солоності). Для простоти цей новий масштаб вимірювань вибрано так, щоб значення солоності в *psu* були дуже близькими до значень солоності в ‰.

Густина морської води залежить від солоності, температури та тиску (тому з глибиною густина зростає, оскільки океан на великих просторових масштабах знаходиться в *гідростатичній рівновазі*). У найпростішому варіанті можна вважати, що при високих температурах зміни густини морської води залежать в першу чергу від температури води, а при низьких температурах превалює роль солоності. Солоність також впливає на точку замерзання морської води, яка на морській поверхні зменшується від 0° С для чистої води до -1,8° С при солоності 35 *psu*.

### 1.3.2. Океанічна циркуляція

Поверхневу океанічну циркуляцію переважно генерують вітри. У середніх широтах захід-

ні вітри формують східні течії в океані, тоді як *пасати* спричиняють західні течії в тропіках (рис. 1.9). Через наявність континентальних бар'єрів ці потоки формують петлі, які мають назву «*субтропічних циркуляцій*».

Поверхневі течії в тих циркуляціях посилюються уздовж західних меж океанів (східне побережжя континентів), що генерує відомі сильні течії, наприклад *Гольфстрім*, який починається від східного узбережжя США, і *Куросіо* — від узбережжя Японії. У більш високих широтах Північної півкулі східні вітри спричиняють утворення слабкіших *субполярних циркуляцій*. У Південному океані завдяки відсутності континентальних бар'єрів існує течія, яка об'єднує всі океанічні резервуари, — «*Антарктична циркумполярна течія*» (АСС). Це одна з найсильніших течій на Землі, яка переносить близько 130 Sv (1 Sverdrup = 10<sup>6</sup> м<sup>3</sup>с<sup>-1</sup>). Всі ці течії рухаються в основному паралельно до приземних вітрів. Навпаки, *екваторіальні протитечії*, які існують на або зразу нижче від поверхні у всіх океанічних резервуарах, рухаються в протилежному до пасатів напрямі.

Завдяки обертанню Землі океанічний перенос, обумовлений вітром, направлений перпендикулярно до тангенціальної напруги вітру (вправо у Північній півкулі та вліво у Південній півкулі).

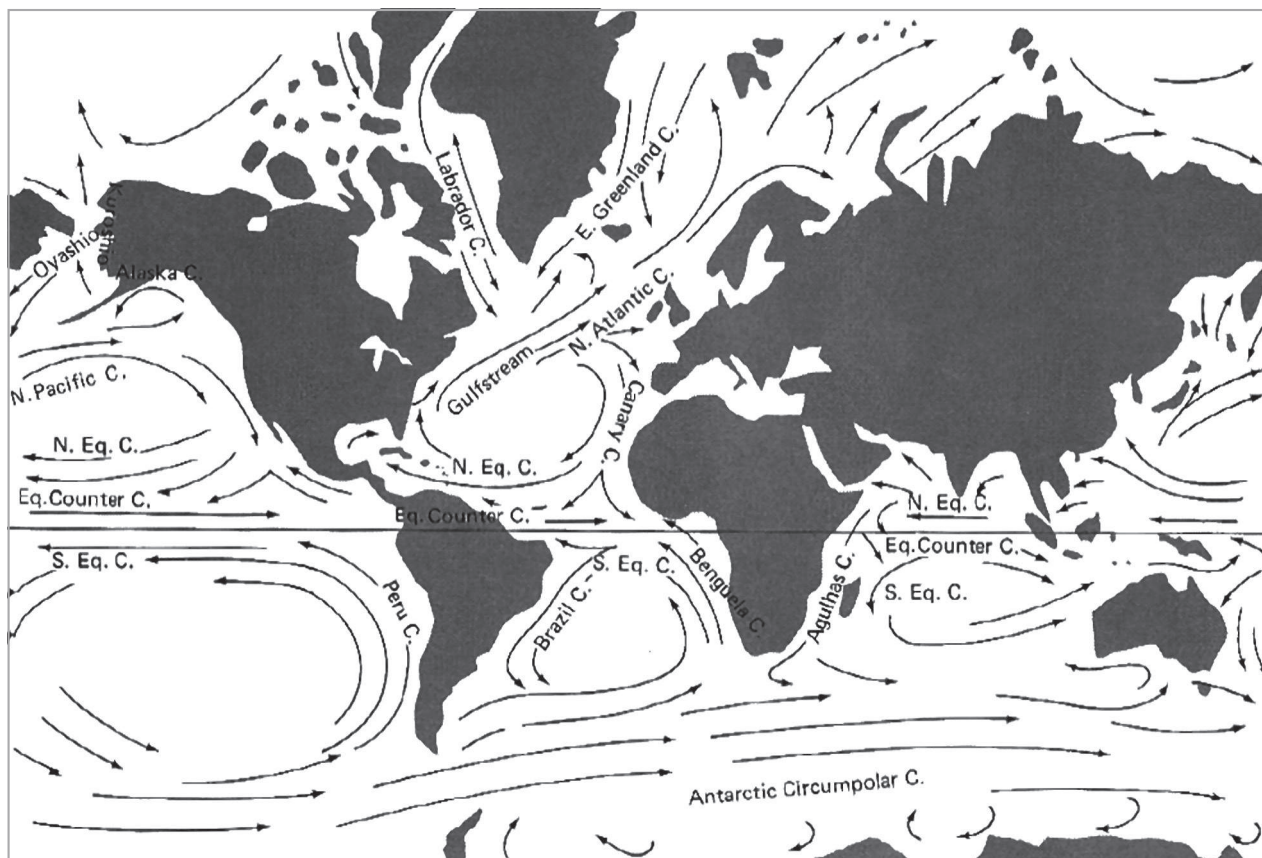


Рис. 1.9. Схематичне зображення головних поверхневих течій. Використані скорочення: Eq. — екваторіальна, C. — течія, N. — північна, S. — південна і E. — східна. Джерело: Knauss (2005)

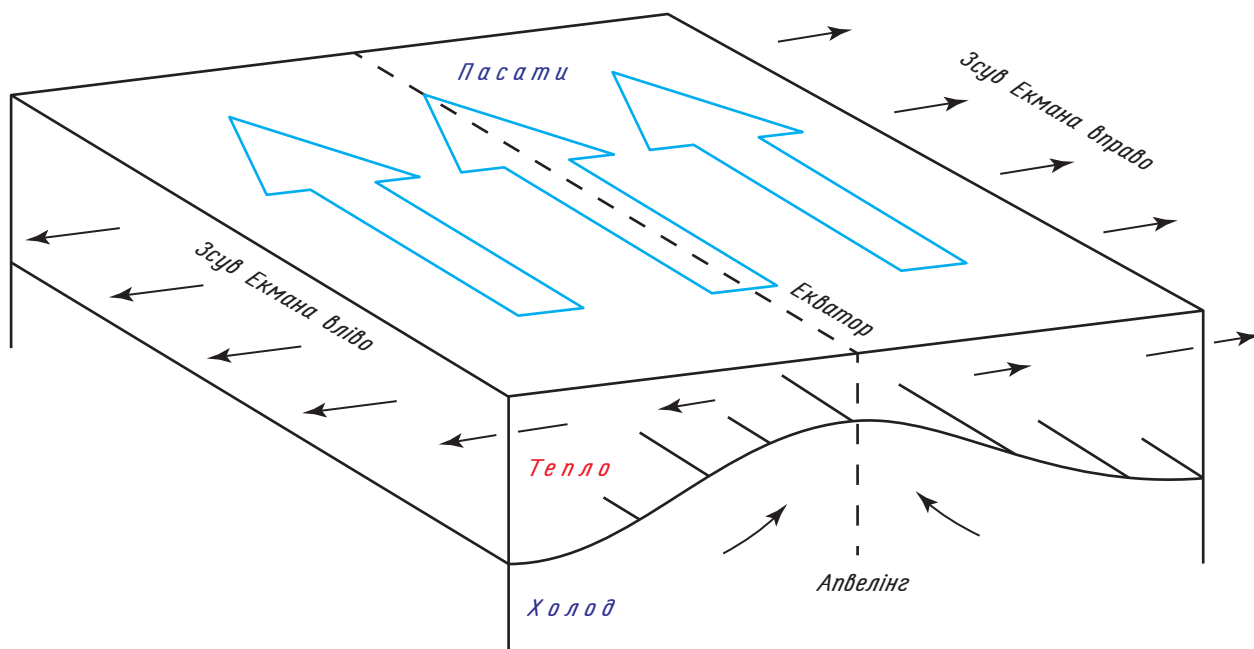


Рис. 1.10. Схематичне зображення екваторіального апвелінгу. Джерело: Cushman-Roisin B. (1994)

Цей поворот напрямку руху, відомий як *зсув Екмана*, є важливим у поясненні шляхів поверхневих течій, які генеруються вітром (рис. 1.9). До того ж уздовж берегової лінії або, якщо перенос меандрує у горизонтальній площині, відбувається *поверхнева конвергенція/дивергенція*, що компенсується вертикальними рухами в океані. Важливий приклад — *екваторіальний апвелінг*, тобто вертикальні рухи до поверхні океану (рис 1.10). У Північній півкулі зсув Екмана направлений вправо від напрямку східного вітру і тому спрямований на північ. Навпаки, у Південній півкулі він направлений на південь. Це приводить до поверхневої дивергенції на екваторі, яку необхідно компенсувати апвелінгом. При береговому апвелінгу напрям вітру повинен бути паралельним до узбережжя так, щоб узбережжя було з лівого боку від напрямку вітру в Північній півкулі (наприклад, північні вітри уздовж узбережжя, орієнтованого у меридіональному напрямі). При такій ситуації виникає відтік водних мас від узбережжя та його компенсуючий апвелінг.

У високих широтах, через низьку температуру і відносно високу солоність, поверхнева вода може бути достатньо густою та важкою, щоб опускатися до великих глибин. Цей процес, який часто називають «*глибинна океанська конвекція*», можливий тільки в декількох місцях у світі, переважно у Північній Атлантиці та у Південному океані. У Північній Атлантиці Лабрадорське і Норвезьке моря є головними джерелами *Північно-атлантичної глибоководної маси* (NADW), яка тече на південь уздовж західної межі Атлантичного океану в напрямку до Південного океану. Таким чином вона переноситься до інших океанських резервуарів, перемі-

шуючись з оточуючою масою води. Завдяки цьому ця глибока вода поволі піднімається до поверхні в різних океанських резервуарах. Це дуже схематично зображено на рис. 1.11 направленими вгору течіями на півночі Індійського та Тихого океанів. Якщо опускання холодної води (*даунвелінг*) відбувається в дуже малих по площі районах, апвелінг широко розповсюджений в океанах. Зворотний потік в області опускання формується завдяки поверхневій циркуляції та циркуляції на проміжних глибинах. У Південному океані *Антарктична придонна водна маса* (AABW) переважно генерується в морях Ведела та Роса. Ця водна маса холодніша і більш густа, ніж NADW і тому тече нижче неї. Відзначимо, що внаслідок перемішування водних мас різних походжень у Південному океані вода, яка надходить в басейни Тихого та Індійського океанів, зазвичай називається *циркумполлярною глибокою водною масою* (CDW).

Описана великомасштабна циркуляція (рис. 1.11), що пов'язана з течіями на всіх глибинах, часто називається океанською *термохалінною циркуляцією*, оскільки вона генерується контрастами температури і солоності (і тому густини). Проте вітри також суттєво впливають на цю циркуляцію. По-перше, вони спричиняють поверхневу циркуляцію і тому впливають на верхню гілку термохалінної циркуляції, яка переносить тепло у райони, де відбувається опускання поверхневих вод зі значною густиною. По-друге, внаслідок дивергенції, пов'язаної зі зсувом Екмана, вітри генерують у деяких районах апвелінг глибоких водних мас, що переносять воду з глибини до поверхні. Цей процес відіграє особливо важливу роль у Південно-

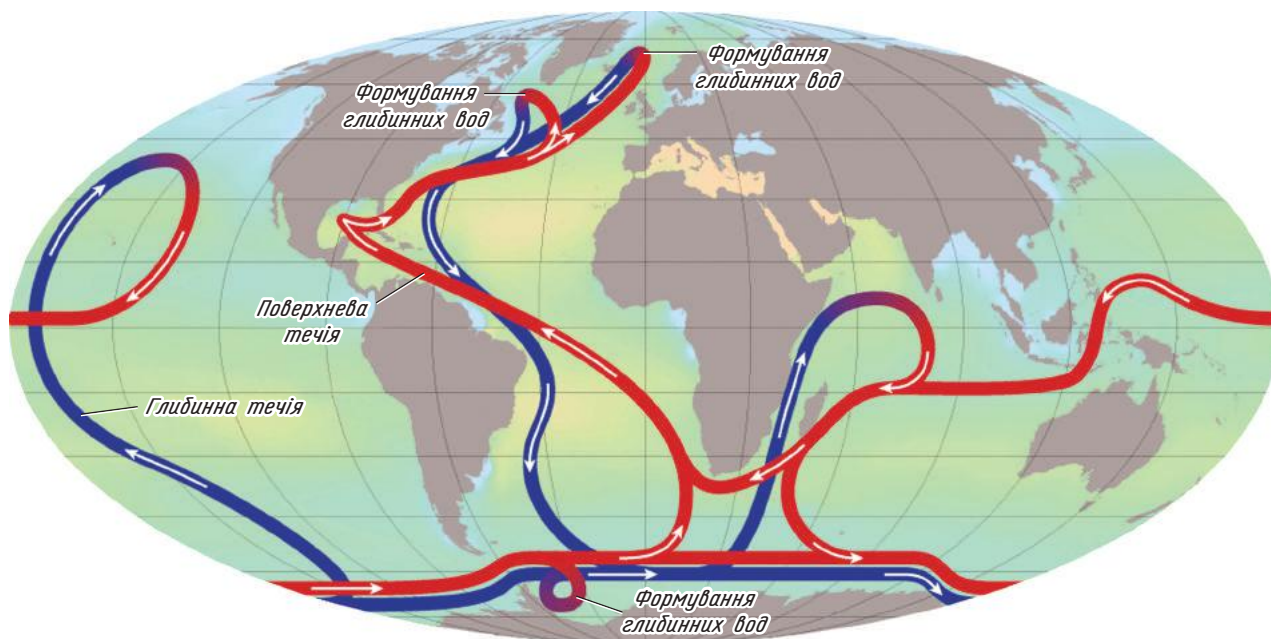


Рис. 1.11. Схематичне зображення океанської термохалінної циркуляції. Джерело: [http://en.wikipedia.org/wiki/Thermohaline\\_circulation](http://en.wikipedia.org/wiki/Thermohaline_circulation)

му океані. Вітри можуть також діяти як місцевий/регіональний чинник, який є попередньою умовою виникнення глибокої конвекції.

Термохалінна циркуляція є дуже повільною. Час, який потрібен для водної маси, сформованої на півночі Атлантики, щоб досягти Південного океану, становить близько століття. Якщо ж розглядати повний цикл, то масштаб часу оцінюється від декількох століть до декількох тисячоліть, залежно від точного розташування і механізму, що розглядається. З іншого боку, ця циркуляція переносить великі об'єми води, солі та енергії. Зокрема, об'єми переносу NADW оцінюються приблизно в 15 Sv. Для Південного океану невизначеність більша, але обсяги AABW, вірогідно, дуже близькі до значень NADW. Таким чином, термохалінна циркуляція є важливим фактором, який необхідно враховувати як в океанології, так і в кліматології (див. п. 2.2).

### 1.3.3. Температура і солоність

**1.3.3.1. Поверхневий шар.** Завдяки значній взаємодії між океаном і атмосферою температура поверхні моря (SST) (рис.1.12) є дуже близькою до температури повітря над поверхнею води (див. рис. 1.3). Є один виняток — полярні регіони, де морський лід ізолює океан від холодної полярної атмосфери (див. п. 1.4).

На солоність поверхні моря суттєво впливають розпрісені поверхневі течії. Солоність досягає максимуму в субтропічних областях за рахунок великого випаровування і малої кількості опадів. В районі екватора велика кількість

опадів призводить до меншої солоності, тоді як слабке випаровування зумовлює низьку солоність, що спостерігається в середніх і високих широтах. Річковий стік також має великий регіональний вплив, наприклад, як наведено на рис. 1.12, області низьких значень солоності розташовані біля гирл великих річок Амазонка і Міссісіпі.

Як і для приземної температури над сушею, перші десятки метрів поверхневого шару океану в середніх і високих широтах мають чіткий сезонний цикл (рис. 1.13). Проте цей цикл зміщений на 1—3 місяці у порівнянні з річним циклом приземної температури над сушею і його амплітуда менша через велику теплову інерцію океану (див. п. 2.1).

Взимку поверхневий шар води охолоджується, крім того, сильні зимові вітри його перемішують, і все це призводить до нестійкості вертикального стовпчика води і виникнення в ньому так званої «мілкої конвекції», яка призводить до суттєвого перемішування в цьому шарі океану. Цей однорідний поверхневий шар називається *поверхневим шаром перемішування*. Його глибина загалом становить 50—100 метрів взимку, але може досягати декількох сотень метрів в деяких районах. Весною і літом, коли температура підіймається, густина біля поверхні води зменшується. Це веде до стійкої стратифікації вертикального стовпчика води. Вітри в ці сезони також слабкіші, що зумовлює менше перемішування, і товщина шару перемішування стає меншою. Тому літнє потепління води концентрується у вузькому шарі, глибина якого зазвичай менша за 40 м. Нижче цього літнього шару пере-

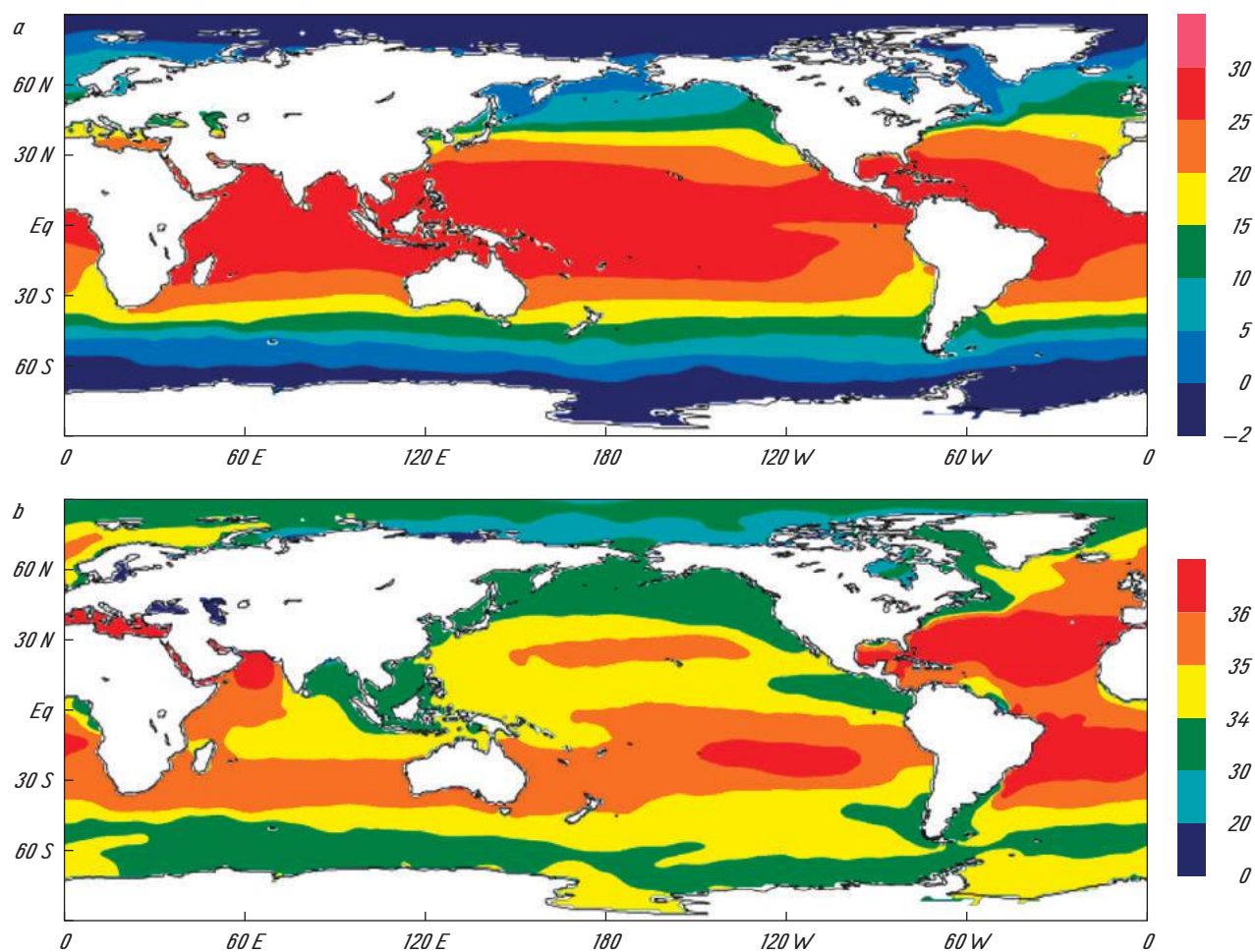


Рис. 1.12. Річна середня температура ( $^{\circ}\text{C}$ ) поверхні моря (a) і поверхнева солоність води (psu) (b).  
Джерело: Levitus (1998)

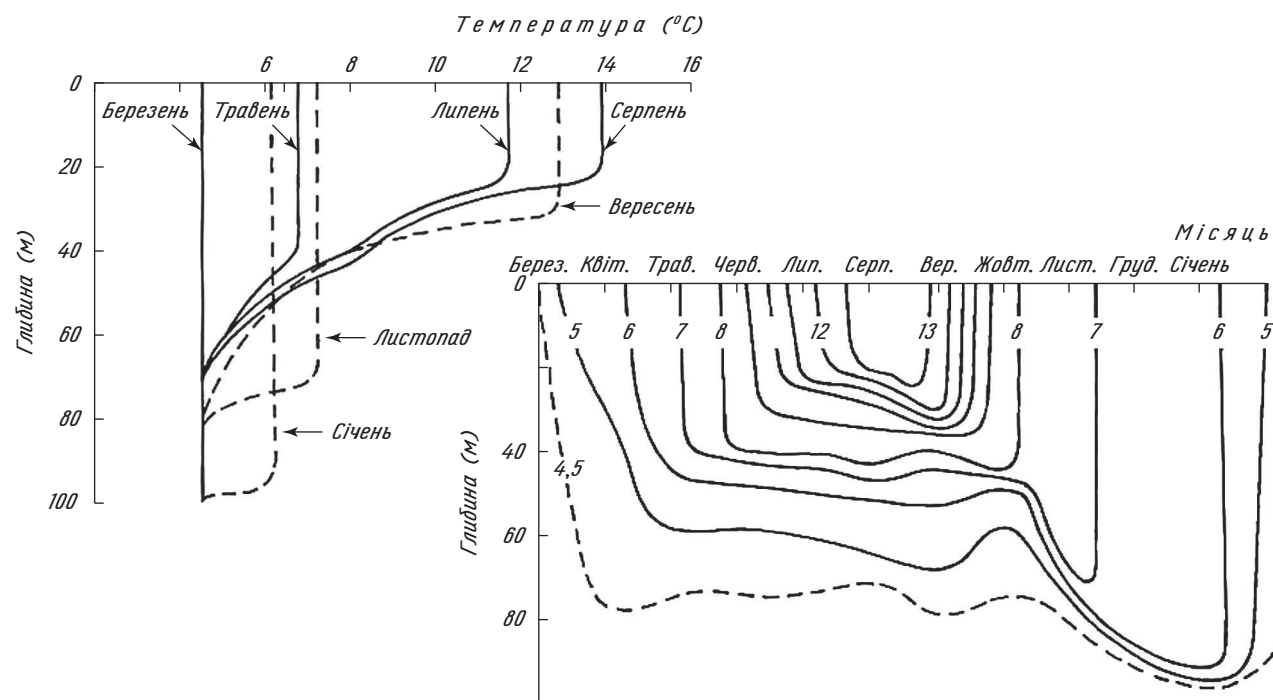


Рис. 1.13. Типова картина формування і розпаду сезонного термокліну у середніх широтах Північної півкулі ( $50^{\circ}$  півн. ш.,  $145^{\circ}$  зах. д.). Джерело: Knauss (2005)

мішування температура ізольована від поверхні і через це зберігає властивості, яких вона набула через контакт з атмосферою взимку.

Цей сезонний процес зумовлює утворення області зі значними вертикальними градієнтами температури на нижній межі літнього шару перемішування, вона має назву «сезонний термоклін» (див. рис 1.13).

Динаміка шару перемішування і, зокрема, сезонні зміни його глибини значно впливають на властивості поверхневого шару океану, а також на обмін теплом, вологою і газами між океаном і атмосферою (див. п. 2.1). Його розвиток, крім того, має великий вплив на приріст фітопланктону, який є основою всього океанського харчового ланцюга. Для процесу фотосинтезу фітопланктону необхідно світло, яке доступне лише у поверхневому шарі. Якщо шар перемішування глибокий, як це відбувається узимку, фітопланктон попадає на більшу глибину за рахунок турбулентного перемішування в цьому шарі і через це проводить велику частину часу у темряві на глибині. Якщо взяти до уваги той факт, що протягом зими сонячна радіація на поверхні океану також послаблена, стає зрозумілим, чому фотосинтез взимку дуже слабкий. Навпаки, літом фітопланктон має набагато більший доступ до сонячного світла за рахунок меншої глибини шару перемішування та великої кількості сонячного випромінювання, що надходить на поверхню океану. Проте малі глибини шару пере-

мішування обмежують обмін між поверхневою і глибокою водою, багатою на харчові речовини, необхідні для розвитку фітопланктону (див. п. 2.3). Тому загалом, влітку концентрація цих харчових речовин занадто низька для того, щоб підтримувати велику продуктивність фітопланктону. В результаті зазвичай приріст фітопланктону досягає свого максимуму протягом *весняного цвітіння*. У цей період шар перемішування є відносно мілким, а концентрація харчових речовин є достатньо високою завдяки обміну з глибокими шарами, який відбувався протягом попередньої зими.

**1.3.3.2. Проміжні та глибокі шари.** Нижче шару перемішування знаходиться шар зі значними вертикальними градієнтами температури (за винятком деяких районів у високих широтах), який визначається як *постійний (головний) термоклін* (рис. 1.14 і 1.15) або *діяльний шар океану*. Таким чином, основна маса океану є суттєво стратифікованою — легка вода знаходиться над більш важкою водою, тобто в цьому шарі існує вертикальна стійкість стовпчика води. На значних глибинах в океані вертикальні градієнти температури стають набагато меншими. Як не дивно, біля екватора різниця температури води між поверхнею і глибиною 1000 м становить більш ніж 20 °C, тоді як різниця температури води на глибині 1000 м і на дні океану близька до 3 °C.

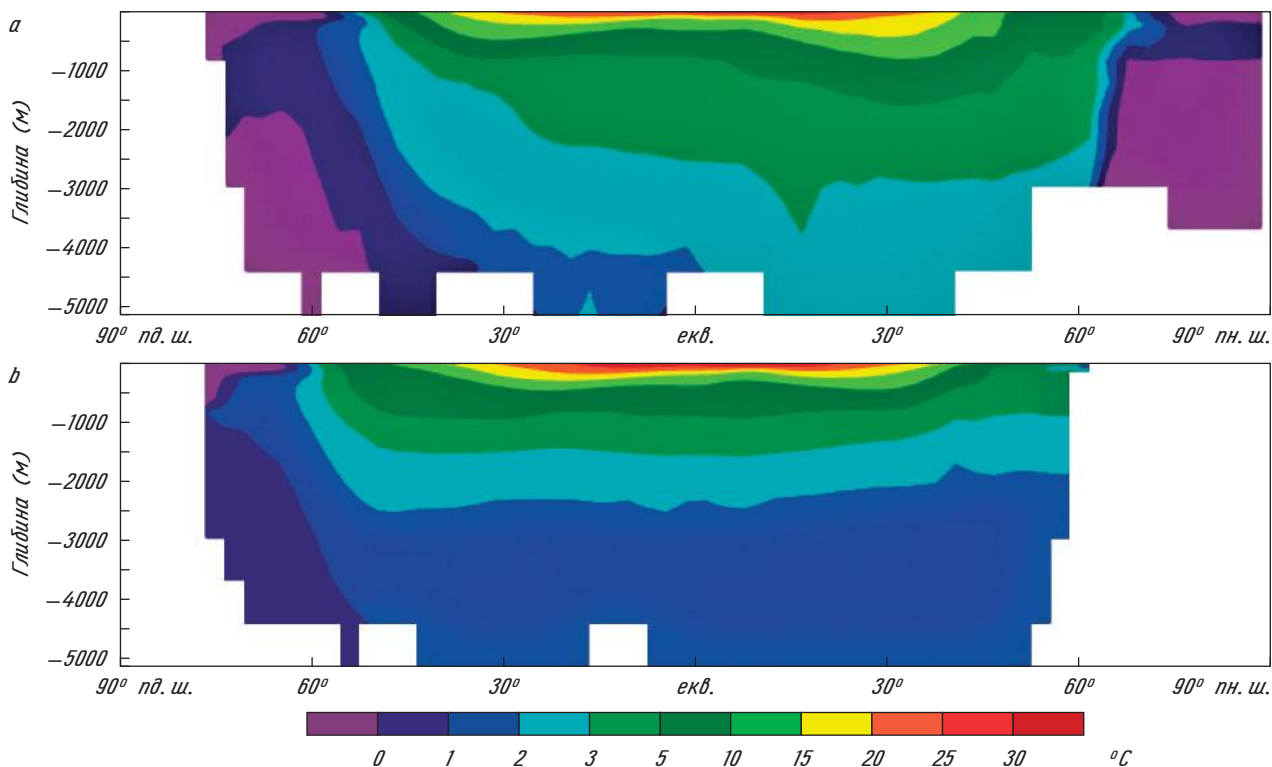


Рис. 1.14. Температура (°C), осереднена по всіх широтах (тобто зональна середня) в Атлантичному (а) і в Тихому (б) океанах. Джерело: Levitus (1998)

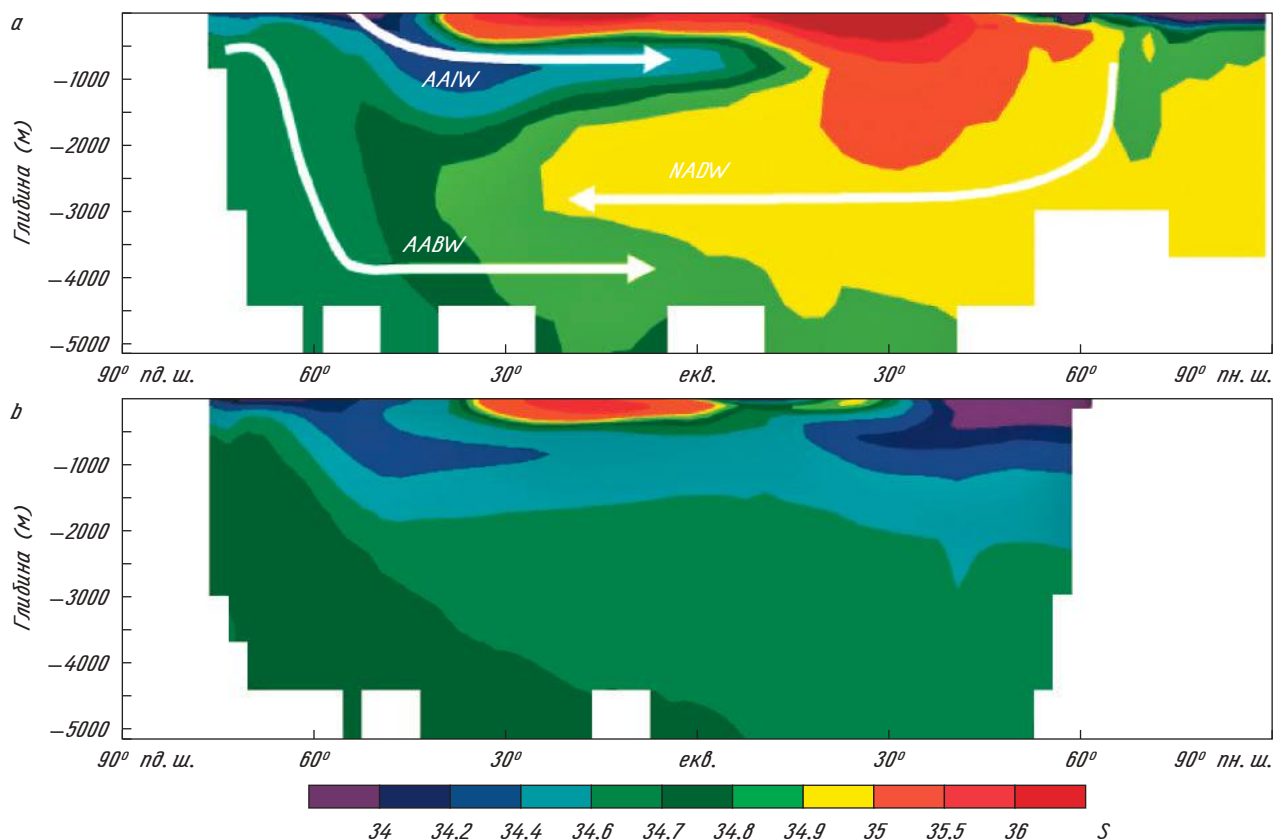


Рис. 1.15. Солоність (в *psu*), осереднена по всіх широтах (тобто зональна середня) в Атлантичному (а) і в Тихому (б) океанах. Схематичні шляхи переміщення трьох важливих водних мас показані для Атлантики. Джерело: Levitus (1998)

Температура і солоність морської води можуть змінюватися за рахунок взаємодії з атмосферою тільки в океанському шарі перемішування. Цей шар є також областю, де відбувається найбільше перемішування, у внутрішніх шарах океану дифузія є значно слабкішою. Таким чином, *формування водних мас* та їх *трансформація* відбуваються переважно біля поверхні океану. Коли водні маси опускаються донизу в шарі перемішування, вони по можливості зберігають властивості, яких вони набули біля морської поверхні. Це особливо чітко простежується в глибокому океані. В результаті шлях таких водних мас, як NADW і AABW, можна легко простежити від району їх формування за допомогою аналізу вертикальних розрізів температури та солоності (див. рис. 1.14 і 1.15). Вплив Антарктичної водної маси, яка походить з Південного океану, на проміжних глибинах (AAIW) також чітко ідентифікується як шлейф низької солоності, який досягає екватора на проміжній глибині. Таким чином, в термокліні вода може походити від сусідніх областей (зазвичай з районів, розташованих ближче до полюсів), де густина води на поверхні взимку є достатньо високою, щоб ця водна маса могла опуститися до проміжних глибин.

## 1.4. КРІОСФЕРА

### 1.4.1. Складові кріосфери

Кріосфера — складова глобальної кліматичної системи, яка включає морський лід (крига), озерну та річкову кригу, сніговий покрив, льодовики, льодяні шапки і льодяні щити, а також замерзлий ґрунт. Сніговий покрив має найбільшу розповсюдженість, його максимальна площа більша ніж  $45 \times 10^6$  км<sup>2</sup> (див. табл. 1.1). Завдяки існуючому розподілу континентів у високих широтах поверхні суші набагато більше в Північній півкулі, ніж у Південній півкулі.

Отже, переважна більшість снігового покриву розташована в Північній півкулі (рис. 1.16 і 1.17). Це ж саме справедливо для прісноводного льоду, який формується взимку на річках та озерах. Сніговий покрив і прісноводний лід мають найбільший сезонний цикл, оскільки вони влітку практично зникають в обох півкулях (табл. 1.1).

*Морський лід (крига)*, який формується, коли морська вода замерзає, є рухомим елементом і зазвичай не покриває всю океанську поверхню в будь-якому регіоні. Відносно вузькі розтягнуті області відкритої води всередині

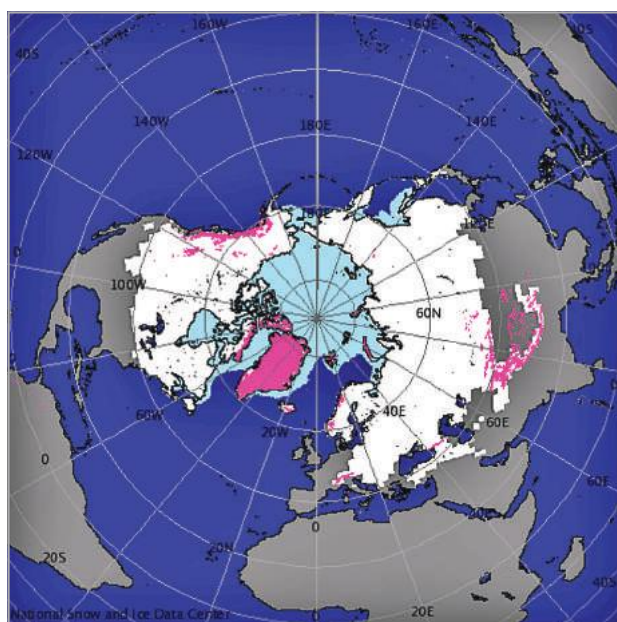
пакової криги називаються *розводдями*, тоді як більші області відкритої води називаються *ополонками*. Концентрація криги визначається як частина досліджуваної поверхні (піксель зображення супутника, область, що оточує судно,

і т. д.), яка ефективно покрита морським льодом. Якщо концентрація криги дорівнює 1 (або 100 %), це відповідає повністю покритій льодом поверхні, тоді як значення 0 відповідає вільному від льоду океану.

Таблиця 1.1

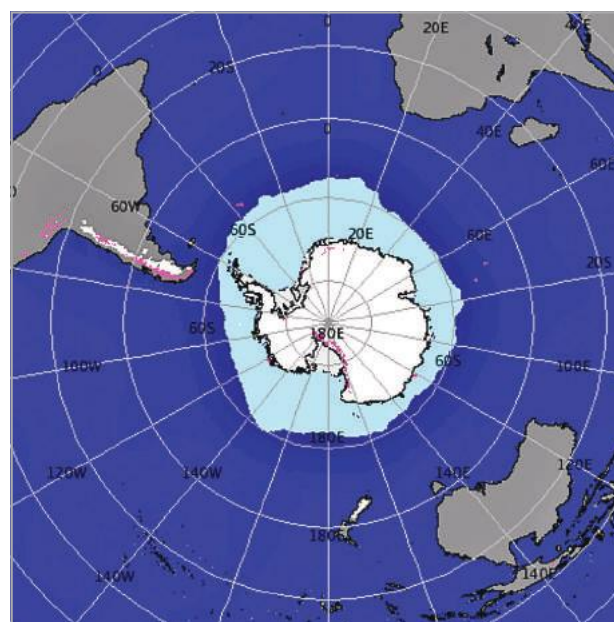
Площа розповсюдження та об'єм снігового покриву і морської криги  
Джерело: Науковий проект «Клімат і кріосфера (CliC)» (2001)

Компонент	Максимальна площа (10 <sup>6</sup> км <sup>2</sup> )	Мінімальна площа (10 <sup>6</sup> км <sup>2</sup> )	Максимальний об'єм льоду (10 <sup>6</sup> км <sup>3</sup> )	Мінімальний об'єм льоду (10 <sup>6</sup> км <sup>3</sup> )
Сніговий покрив у Північній півкулі	46,5 (останні числа січня)	3,9 (останні числа серпня)	0,002	
Сніговий покрив у Південній півкулі	0,83 (останні числа липня)		0,07 (перші числа травня)	
Морська крига у Північній півкулі	14,0 (останні числа березня)	6,0 (перші числа вересня)	0,05	0,02
Морська крига у Південній півкулі	15,0 (останні числа вересня)	2,0 (останні числа лютого)	0,02	0,002



- Льодовики та сталий лід суші
- Сніговий покрив, серпень (1987–2002 рр.)
- Вільна від снігу та льоду поверхня суші
- Антарктичні морські льодовики
- Площа, зайнята морським льодом, серпень (1979–2003 рр.)

Рис. 1.16. Розповсюдження морської криги, снігового покриву і материкового льоду в січні в Північній півкулі. Джерело: Атлас кріосфери, Національний центр даних по снігу і льоду (NSIDC), <http://nsidc.org/data/atlas/>



- Льодовики та сталий лід суші
- Сніговий покрив, серпень (1987–2002 рр.)
- Вільна від снігу та льоду поверхня суші
- Антарктичні морські льодовики
- Площа, зайнята морським льодом, серпень (1979–2003 рр.)

Рис. 1.17. Розповсюдження морської криги, снігового покриву і материкового льоду в серпні в Південній півкулі. Джерело: Атлас кріосфери, Національний центр даних по снігу і льоду (NSIDC), <http://nsidc.org/data/atlas/>

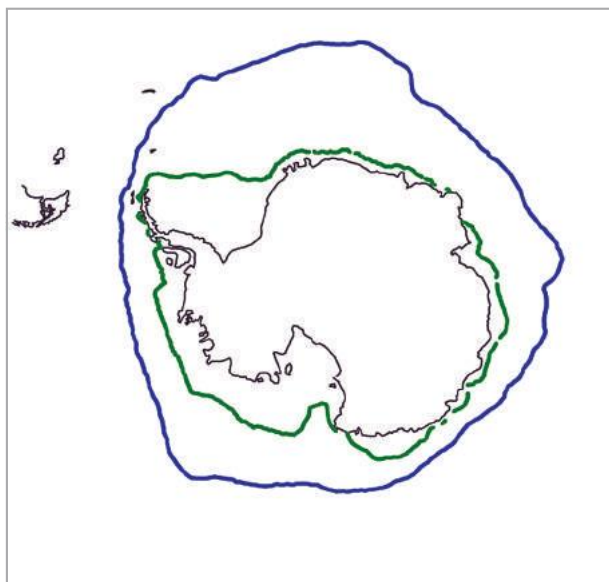
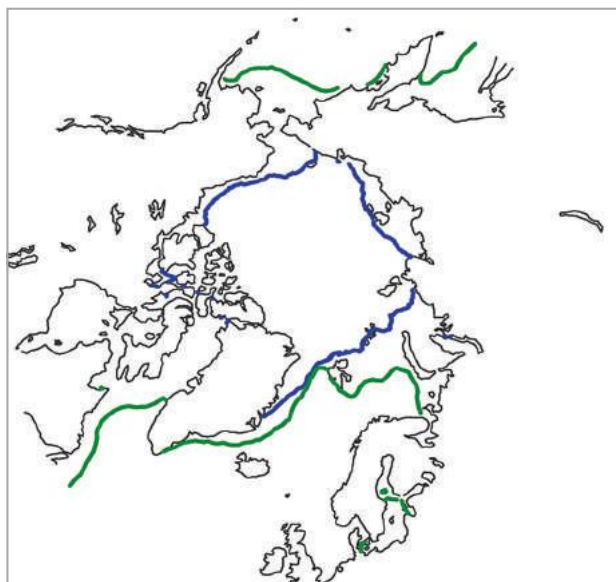


Рис. 1.18. Розташування кромки криги в березні (зелений) і вересні (блакитний) в обох півкулях. Кромка криги зазвичай визначається як лінія, де концентрація льоду становить 15 %. Джерело: Rayner et al. (2003)

Морська крига покриває приблизно однако-ву площу в обох півкулях (табл. 1.1). Сезонна амплітуда її площі є вищою в Південному океані (див. рис. 1.18), де більшість морського льоду є однорічною (тобто морська крига, що зникає за

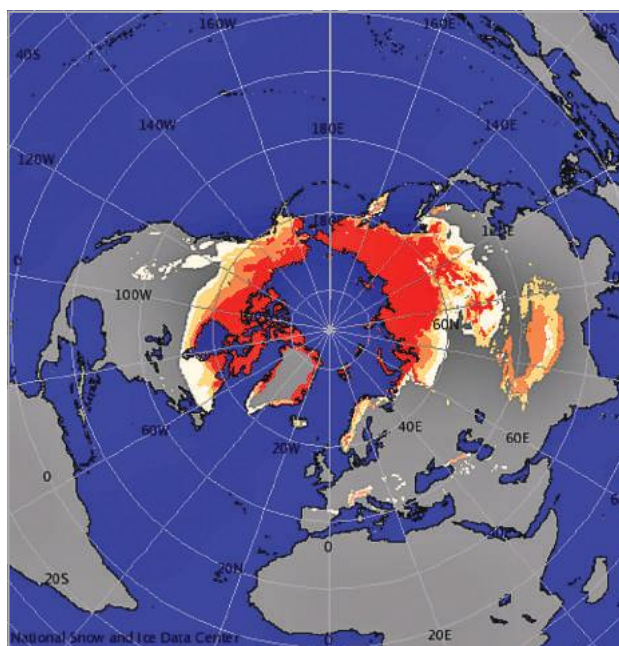
одне літо). Через велику теплову інерцію океа-ну (п. 2.1.5) час, коли спостерігається мінімум і максимум площі, яку займає морська крига, змі-щений майже на два місяці в обох півкулях (на березень та вересень відповідно) у порівнянні зі сніговим покривом на суші (рис. 1.18).

Середня товщина морської криги в Цент-ральній Арктиці становить близько 3 м, тоді як в Південній півкулі вона тонша (менше ніж 1 м). У зв'язку з сучасним потеплінням відбувається потоншення багаторічної криги та збільшення частки однорічного морського льоду.

Сьогодні переважна більшість наявного на Землі льоду розташована в двох великих пок-ри-тих льодом областях: Гренландському і Антарк-тичному льодяних щитах.

Антарктичний льодяний щит зазвичай поділе-ний на дві частини — Східна Антарктида і Захід-на Антарктида, які у першому наближенні від-повідають східній і західній півкулям відносно меридіана Гринвіча. Товщина льоду на цих льо-дяних щитах може досягати декількох кілометрів (рис. 1.20 і 1.21). Льодяні щити сформовані за рахунок накопичення снігових шарів впродовж понад десятків тисяч років. В міру того як сніг падає на поверхню, тиск на старші сніжні шари зростає, перетворюючи їх на лід. Льодяні щити (подібно глетчерам) не інертні і загалом поволі рухаються у напрямку до їх країв. Проте в де-яких районах (які мають назву *льодяних річок*) потік набагато швидший, ніж в інших частинах льодяного щита. Іноді швидкість руху таких по-токів досягає декількох кілометрів за рік.

За рахунок ваги льоду материкова порода прогинається і в деяких областях вона знахо-диться значно нижче від рівня моря. Наприклад, більша частина Західного Антарктичного льодя-



- Суцільна вічна мерзлота (90–100 %)
- Переривчаста вічна мерзлота (50–89 %)
- Спорадична вічна мерзлота (10–49 %)
- Ізольовані ділянки вічної мерзлоти (0–9 %)
- Вільна від вічної мерзлоти поверхня суші

Рис. 1.19. Розташування вічної мерзлоти в Північ-ній півкулі. Джерело: Атлас кріосфери, Національ-ний центр даних по снігу і льоду (NSIDC), <http://nsidc.org/data/atlas/>

Площа розповсюдження і об'єм вічної мерзлоти і материкового льоду  
Джерело: Науковий проект «Клімат і криосфера (CliC)» (2001)

Компонент	Площа ( $\times 10^6$ км <sup>2</sup> )	Об'єм льоду ( $\times 10^6$ км <sup>3</sup> )	Еквівалент рівня моря (м)
Постійна вічна мерзлота	10,69	0,0097—0,0250	0,024—0,063
Переривчата вічна мерзлота	12,10	0,0017—0,0115	0,004—0,028
Східна Антарктида	10,1	22,70	56,8
Західна Антарктида і Антарктичний півострів	2,3	3,0	7,5
Гренландія	1,8	2,6	6,6
Невеликі льодяні шапки і гірські льодовики	0,68	0,18	0,5
Морські льодяні поля ( <i>ice shelves</i> )	1,5	0,66	—

Н. В. Еквівалент підняття рівня моря обчислений як товщина шару води, який відповідає масі льоду, поширеній по всьому Світовому океану. Це безпосередньо не дорівнює результуючому підняттю рівня моря, тому що частини льодяного щита Антарктики і Гренландії зараз знаходяться нижче рівня моря.

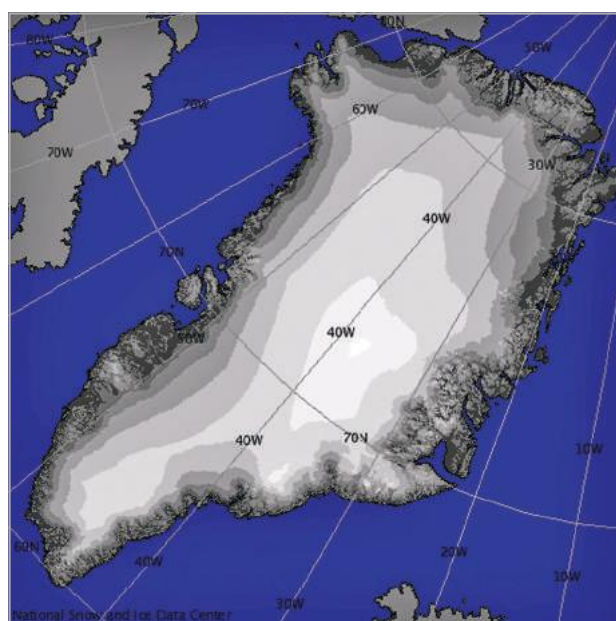


Рис. 1.20. Висота поверхні Гренландії. Для того щоб одержати товщину льодяного щита, необхідно висоту материкової породи над рівнем моря відняти від висот на цьому рисунку. Джерело: Атлас криосфери, Національний центр даних по снігу і льоду (NSIDC), <http://nsidc.org/data/atlas/>

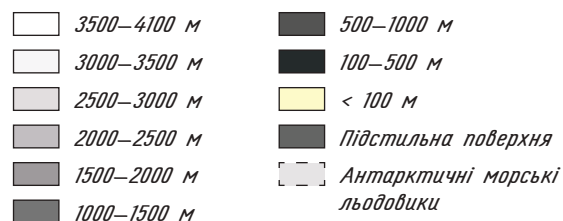
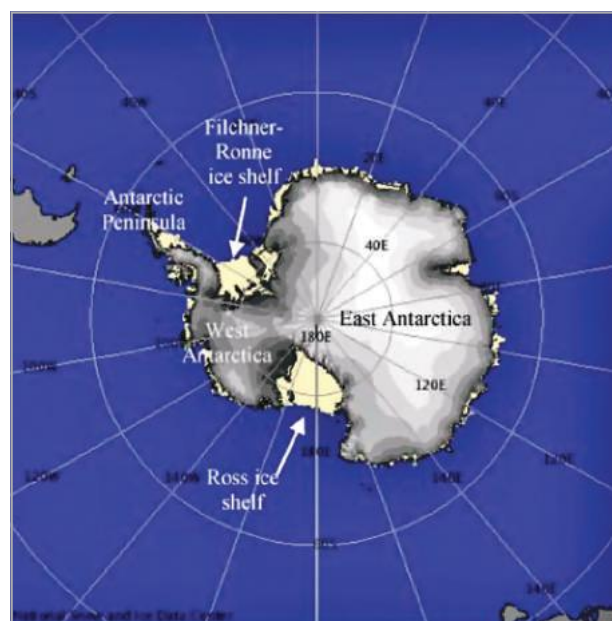


Рис. 1.21. Висота поверхні Антарктиди. Для того щоб одержати товщину льодяного щита, необхідно висоту материкової породи над рівнем моря відняти від висот на цьому рисунку. Джерело: Атлас криосфери, Національний центр даних по снігу і льоду (NSIDC), <http://nsidc.org/data/atlas/>

ного щита — це високе льодяне плато, розташоване на материковій породі, але нижня межа великих областей цього льодяного щита знаходиться нижче рівня моря. Повний об'єм Західного Антарктичного льодяного щита, який знаходиться нижче рівня моря, дорівнює близько  $1,9 \times 10^6$  км<sup>3</sup>.

Антарктида оточена морськими льодяними полями (або морськими льодовиками), тобто плаваючими масивами льоду, що формуються з континентального льоду, який стікає з берегової кромки в океан. Цим вони відрізняються від *пакового льоду*, сформованого з багатолітньої морської криги товщиною не менше як 3 м. Два найбільші масиви морських льодовиків — це *поля Роса* і *Флетчера*, які разом мають площу більшу ніж 800 тис. км<sup>2</sup>. Льодовики суші та гірські льодовики, які досягають берегового краю, можуть також формувати *айсберги*, які захоплюються океанічними течіями та вітрами і можуть дрейфувати на великі відстані. Через це айсберги знаходять у відкритому океані, але їх не потрібно змішувати з морським льодом. Вони зазвичай набагато товстіші (іноді товщиною близько ста метрів) і складаються з прісноводного льоду, тоді як морський лід солоний, тому що він формується безпосередньо з морської води.

#### 1.4.2. Властивості кріосфери

Сніг і лід мають найбільше *альbedo*, тобто вони відбивають значну частину сонячного випромінювання, що надходить до земної поверхні. Тому вони відіграють значну роль у глобальному тепловому балансі Землі (див. п. 2.1). Зберігаючи і звільняючи *приховане тепло*, вони впливають на сезонний цикл приземної температури (див. п. 2.1). Взимку сніг і лід також є хорошими ізоляторами, які скорочують втрати тепла від поверхні (земля або океан), що знаходиться під ними, до холодної атмосфери. Узагальнюючи, можна казати, що наявність морської криги обмежує обмін теплом і газами між океаном і атмосферою. Коли морська крига формується, тільки частина солі, що присутня в морській воді, залишається в льоду, а залишки солі надходять до океану (цей процес називається *викиданням ропи*). Солоність морської криги коливається між 10 *psu* у відносно молодому льоду і менш ніж 2 *psu* в найстарішому льоду (у порівнянні з майже 35 *psu* для океану, див. п. 1.3). За рахунок цього викидання ропи процес формування морської криги призводить до збільшення солоності поверхневого шару океану, і, наopak, танення морського льоду пов'язане із *поверхневим розбавленням*. Тому дрейф морської криги можна вважати частиною *горизонтального прісноводного переносу*. Якщо в якомусь

районі океану спостерігається сумарна конвергенція потоків морського льоду та його інтенсивне танення, там відбувається зменшення солоності поверхневого шару води. З іншого боку, взимку в деяких районах, наприклад у берегових ополонках, сильні вітри безупинно відштовхують недавно сформовану кригу від берега, що веде до сильної дивергенції потоку морського льоду. Це призводить до дуже високих швидкостей формування льоду у цих ополонках (до 10 м за рік в деяких місцях) і тому — до інтенсивного процесу викидання ропи, яке у свою чергу може бути причиною суттєвого підвищення значень солоності в таких районах океану.

*Льодяні щити* акумулюють великі об'єми води на суші. Тому будь-які зміни їх об'єму значно впливають на рівень моря. За існуючими оцінками, якщо всі льодяні щити повністю розтопити, рівень моря підніметься більше ніж на 60 м, з врахуванням того, що нижня межа деяких льодяних щитів знаходиться нижче рівня моря. З іншого боку, якщо знехтувати впливом на густину морської води та її об'єм ефекту розбавлення, танення морського льоду і морських льодовиків не впливає на рівень моря. Дійсно, відповідно до закону Архімеда, плаваючий лід витісняє морську воду в об'ємі, що дорівнює його власній вазі, і тому розтала вода просто заміщує об'єм льоду, до цього розташований нижче рівня моря. Через їх висоту льодяні щити можна також представити як великі гори, які підтримують холодні умови на поверхні. Наявність холодного повітря над льодяним щитом призводить до охолодження областей, що його оточують, а це впливає на формування регіональних кліматів.

#### 1.5. ПОВЕРХНЯ СУШІ ТА ЗЕМНА БІОСФЕРА

Як вказувалося вище, багато характеристик клімату залежать від розподілу і топографії поверхні суші. Гірські хребти, як, наприклад, Анди або Скелясті гори (рис. 1.22), — це нездоланні бар'єри для західних вітрів, які впливають на кліматичні умови всього континенту. Гори також виконують важливу роль на масштабах усієї півкулі, впливаючи на планетарні хвилі та глобальну атмосферну циркуляцію (п. 1.2). Крім того, відстань до узбережжя впливає на температуру і вологість в регіоні.

Наявність прибережної суші (і більш узагальнено — розподіл глибин в океані) впливає на розташування сильних західних примежових океанічних течій і проток, які забезпечують обмін водними масами між різними океанськими резервуарами (п. 1.3). Форма і навіть існування

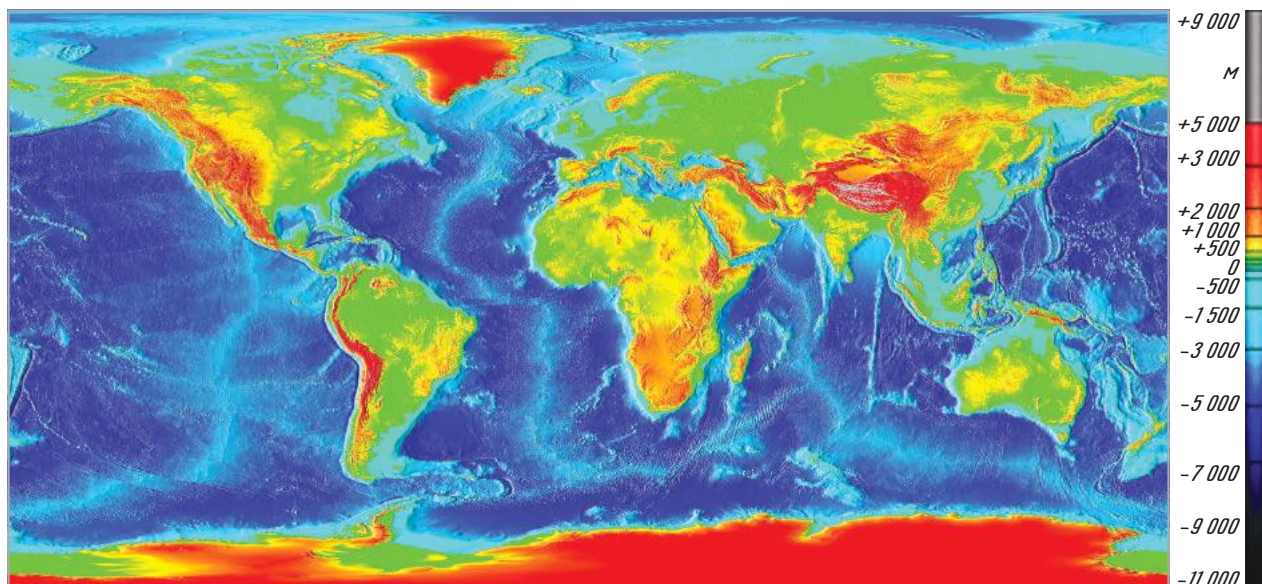


Рис. 1.22. Карта топографії земної поверхні високого розділення. Джерело: Etopo2v2; <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/image/2minsurface>

льодяного щита суттєво залежать від розташованої під ним материкової основи (п. 1.4).

Крім впливу геометрії суші, на всіх просторових і часових масштабах критичний вплив на клімат також має вид рослинності, яка превалює в певному регіоні суші. Одним з найголовніших чинників впливу рослинності суші є її *альbedo* (рис. 1.23), (див. п. 2.1). Рослинність зазвичай має альbedo менше за альbedo ґрунту (табл. 1.3) і набагато нижче, ніж пустелі. Тому на глобальних картах субтропічні пустелі, як, наприклад, Сахара, є районами з особливо високим альbedo (див. рис. 1.23).

Таблиця 1.3

**Типові значення альbedo для різних поверхонь**

Тип поверхні	Альbedo
Океан	0,05—0,15
Свіжий сніг	0,75—0,90
Старий сніг	0,40—0,70
Морський лід	0,3—0,6
Ґрунт	0,05—0,40
Пустеля	0,20—0,45
Поле з с/г рослинністю	0,18—0,25
Поле з травою	0,16—0,26
Листяний ліс	0,15—0,20
Хвойний ліс	0,05—0,15
Хвойний ліс, покритий снігом	0,13—0,3

Максимальні значення альbedo також спостерігаються у високих широтах через наявність там снігу і льоду. У цих широтах наявність або відсутність рослинності регулює вплив снігу. Так, при відсутності рослинності або при наявності низькорослої рослинності, як, наприклад, трава, сніг може цілком покрити область, що у свою чергу призводить до появи надзвичайно білих регіонів з високим альbedo.

Якщо ж сніг випадає на поверхню, покриту лісом, відносно темна крона, гілки і можливо голки або листя частково звільняються від снігу, і в результаті в цій області альbedo буде набагато нижче, ніж в районі з однорідним сніговим покриттям.

*Земна біосфера* також має значний вплив на гідрологічний цикл (див. п. 2.2). Так, у ґрунті, покритому рослинністю, затримується більше вологи, ніж у оголеній землі, де вода опадів безпосередньо стікає з поверхні. Збережена у ґрунті вода може пізніше використовуватися корінням рослин і повернутися до атмосфери за рахунок *транспірації* через листя. Третій ефект рослинного покриву пов'язаний з його впливом на значення шорсткості підстильної поверхні, яка у свою чергу впливає на інтенсивність турбулентного обміну, зокрема, теплом та вологою між атмосферою і підстильною поверхнею (див. п. 2.1). Більш детально вплив земної біосфери на глобальний вуглецевий цикл буде висвітлено в п. 2.3.

У зв'язку зі значною кліматичною роллю рослинності, необхідно коректно описати загальний розподіл різних *біомів* або великих регіональних угруповань рослинних співтовариств у межах однієї природно-кліматичної зони (рис. 1.24). Їх точне визначення, як і кількість важливих

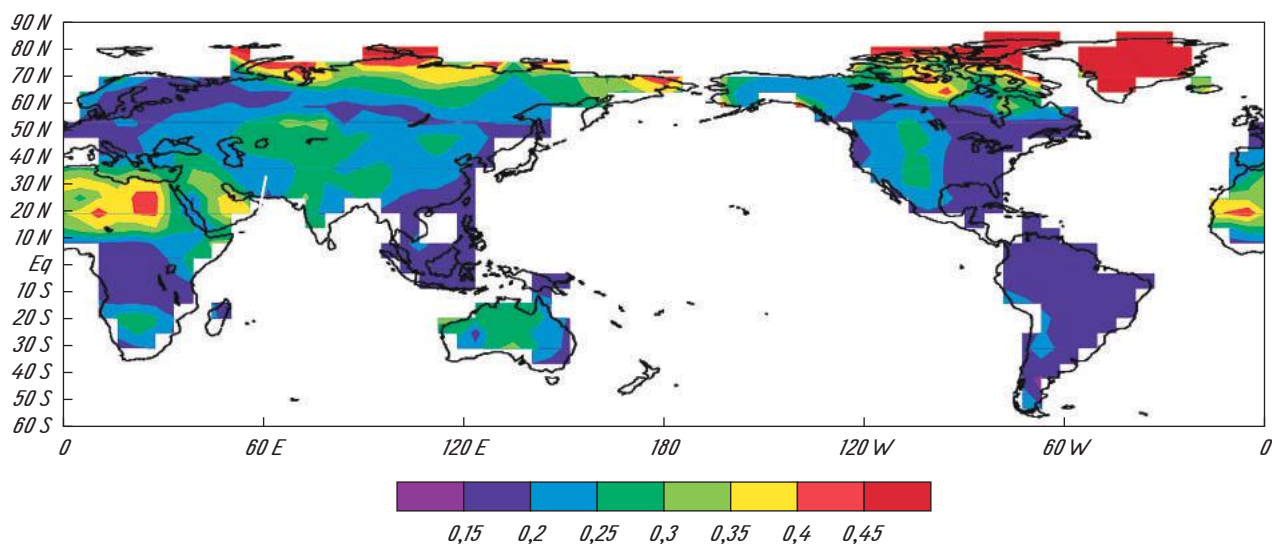
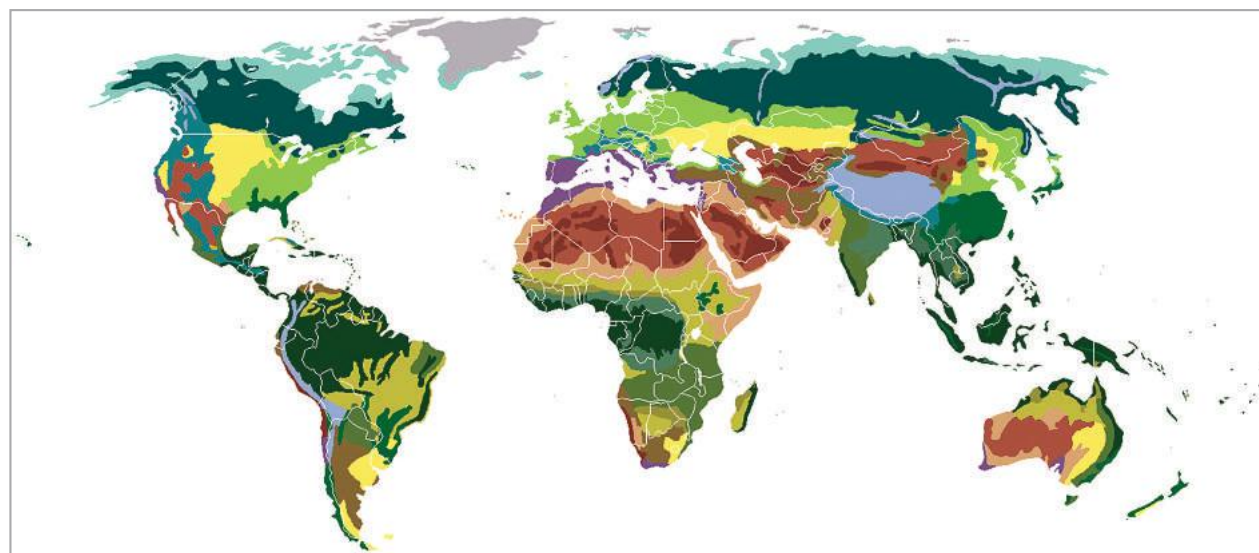


Рис. 1.23. Глобальна карта альбедо поверхні суші. Середня величина видимого і близького інфрачервоного альбедо. Дані проекту «Глобальна вологість ґрунтів (GSWP2)». Джерело: <http://www.monsoondata.org:9090/dods>



- |                         |                         |                       |
|-------------------------|-------------------------|-----------------------|
| Льодяна пустеля         | Середземноморські біоми | Савана трав'яна       |
| Тундра                  | Мусонні ліси            | Лісостепи             |
| Тайга                   | Пустелі                 | Субтропічний ліс      |
| Широколистяні ліси      | Ксерофіти               | Тропічний дощовий ліс |
| Степи                   | Сухі степи              | Альпійська тундра     |
| Субтропічні дощові ліси | Напівпустелі            | Гірські ліси          |

Рис. 1.24. Біоми суші. Джерело: [http://en.wikipedia.org/wiki/Biome#Map\\_of\\_Biomes](http://en.wikipedia.org/wiki/Biome#Map_of_Biomes)

біомів, які розглядаються, може відрізнитися залежно від мети тих чи інших досліджень. Проте загалом вважають, що природні біоми можна розділити по п'яти групах у відповідності з типовим відсотком трави і дерев в них: пустеля, покрита травою місцевість, ксерофітна місцевість, лісиста місцевість і ліс. Для того щоб врахувати вплив місцевості, пов'язаний з людською діяльністю, можна також додати області, зайняті

сільськогосподарськими культурами, і забудовану місцевість.

Пустелі відрізняються дуже малою кількістю рослинності. До місцевості, покритою травою, відносять регіони, покриті переважно травою і лишаями. Цей тип існує в різних широтах і включає тундру, степ і савану. Ксерофітна місцевість характеризується наявністю низької ліистої рослинності разом з трав'яним

покривом. У лісистій місцевості частка дерев стає вищою, але все ще наявні значні області, покриті травою, і часто між деревами існують відносно великі відстані. І зрештою, в лісах спостерігається щільний покрив дерев (як в тропічному дощовому лісі, так і в північному хвойному лісі, який має назву «тайга»).

Вище ми розглянули, як рослинність впливає на клімат, але й клімат також суттєво впливає на рослинність та тваринний світ. Це свідчить про наявність в цій ланці кліматичної системи потужних зворотних зв'язків, які будуть описані детальніше в п. 4.3.3. Звісно, основні особливості клімату пов'язані з розподілом сонячного випромінювання, яке надходить на підстильну земну поверхню, температури і опадів. Якщо опади та/або температура дуже низькі, домінують пустельні біоми (як в Сахарі або Антарктиді). В регіонах з вищими значеннями температури та при достатніх запасах вологи, безпосередньо пов'язаних з кількістю опадів, можуть рости ліси. Між цими двома областями з крайнощами кліматичних умов існують ареали з різними комбінаціями трави і дерев (див. також рис. 3.9).

#### Використана література та література для поглибленого вивчення

- Глобальний клімат : Пер. с англ. / Под ред. Дж. Т. Хотона. — Л. : Гидрометеиздат, 1987. — 501 с.
- Гончарова Л. Д. Клімат і загальна циркуляція атмосфери : Навч. посібник / Гончарова Л. Д., Серга Е. М., Школьный Е. П. — К. : КНТ, 2005. — 251 с.
- Динамика климата : Пер. с англ. / Под ред. С. Манабе. — Л. : Гидрометеиздат, 1988. — 574 с.
- Изменения климата : Пер. с англ. / Под ред. Дж. Гриббина. — Л. : Гидрометеиздат, 1980. — 360 с.
- Кислов А. В. Климат в прошлом, настоящем и будущем / Кислов А. В. — М. : Наука / Интерпериодика, 2001. — 351 с.
- Клімат України / За ред. Ліпінського В. М., Дячука В. А., Бабіченко В. М. — К. : Вид-во Раєвського, 2003. — 343 с.
- Климатология : Учебник / Дроздов О. А., Васильев В. А., Кобышева Н. В., Раевский А. А., Смекалова Л. К., Школьный Е. П. — Л. : Гидрометеиздат, 1989. — 568 с.
- Логинов В. Ф. Глобальные и региональные изменения климата: причины и следствия / Логинов В. Ф. — Минск : ТетраСистемс, 2008. — 496 с.
- Метеорологія і кліматологія : Підручник / Під ред. С. М. Степаненка. — Одеса : ТЕС, 2008. — 534 с.
- Монин А. С. Введение в теорию климата / Монин А. С. — Л. : Гидрометеиздат, 1982. — 245 с.
- Мякишева Н. В. Климатическая система Земли / Мякишева Н. В. — СПб. : РГМУ, 2008. — 95 с.
- Нешиба С. Океанология. Современные представления о жидкой оболочке Земли / Нешиба С. — М. : Мир, 1991. — 414 с.
- Перри А. Х. Система океан—атмосфера / Перри А. Х., Уокер Дж. М. — Л. : Гидрометеиздат, 1979. — 195 с.
- Полонский А. Б. Роль океана в изменениях климата / Полонский А. Б. — К. : Наукова думка, 2008. — 183 с.
- Полонский А. Б. Глобальное потепление, крупномасштабные процессы в системе океан—атмосфера, термохалинная катастрофа и их влияние на климат Атлантического-Европейского региона / Полонский А. Б. — Севастополь : МГИ, 2008. — 45 с.
- Школьный Е. П. Фізика атмосфери : Підручник / Школьный Е. П. — К. : КНТ, 2007. — 508 с.
- Brohan P., Kennedy J. J., Harris I., Tett S.F.B. and Jones P. D. (2006). Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: A new data set from 1850. // J. Geophys. Res. 111 (D12): D12106.
- Climate and Cryosphere (Clic) project science and co-ordination plan (2001). Edited by I. Allison, R. G. Barry and B. E. Goodison. — WCRP-114 WMO / TD No. 1053.
- Cushman-Roisin, B. (1994). Introduction to geophysical fluid dynamics. — Prentice Hall, London, 319 pp.
- Goosse H., Barriat P. Y., Lefebvre W., Loutre M. F. and Zunz V. (2009). Introduction to climate dynamics and climate modeling. — NOAA-CIRES Clim. Diag. Cent. Boulder, Colorado
- Hartmann D. L. (1994). Global physical climatology. International Geophysics series, volume 56. — Academic Press, 412 pp.
- Climate Change 2007. IPCC (2007): The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor and H. L. Miller (eds.)]. — Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Kalnay E. and XXI others (1996). The NCEP / NCAR 40-year reanalysis project. Bull. Amer. Meteor. Soc. 77, 437—471
- Knauss J. A. (1997). Introduction to physical oceanography. — Prentice Hall.
- Levitus S. (1998). NODC World Ocean Atlas 1998 data, report, 1998: NOAA-CIRES — Clim. Diag. Cent. Boulder, Colorado
- Rayner N. A., Parker D. E., Horton E. B., Folland C. K., Alexander L. V., Rowell D. P., Kent E. C. and Kaplan A. (2003). Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and high marine air temperature since the late nineteenth century // J. Geophys. Res. 108 (D14): 4407, doi:10.1029/2002JD002670
- Wallace J. M. and Hobbs P. V. (2006). Atmospheric science: an introductory survey (2nd edition). International Geophysics Series 92. — Academic press, 484 pp.
- Xie, P. and Arkin P. A. (1997). Global Precipitation: A 17-Year Monthly Analysis Based on Gauge Observations, Satellite Estimates, and Numerical Model Outputs // Bull. Amer. Meteor. Soc. 78: 2539—2558.

#### Питання для самоперевірки

##### 1. Питання, на яких необхідно сконцентрувати увагу при вивченні розділу

Історичний розвиток предмета кліматології та визначення клімату.

Глобальний клімат та глобальна кліматична система.

Зовнішні та внутрішні кліматоутворювальні фактори.

Поняття «кліматична мінливість», «коливання та зміни клімату».

Основні елементи загальної циркуляції атмосфери.

Основні елементи глобальної циркуляції океану.

Особливості вертикальної структури поверхневого шару океану.

Особливості вертикальної структури проміжних та глибинних шарів океану.

Основні складові та властивості кріосфери Землі.

Вплив поверхні суші та біосфери Землі на формування глобального та регіонального кліматів.

## 2. Питання для перевірки знань

1. Комірки Хедлі — це великі комірки, у яких повітря піднімається догори на екваторі через наявність там високих температур і осідає на полюсах — найхолодніших місцях на Землі:

- а) це речення вірне;
- б) це речення невірне.

2. Розставте типи підстильної поверхні залежно від значення їх альбедо — від поверхні з *найменшим* до поверхні з *найбільшим* альбедо:

- ліс;
- океан;
- свіжий сніг;
- пустеля;
- трава.

3. У середніх широтах сезонні зміни товщини шару перемішування мають приблизно такий хід:

а) максимальні значення (близько 500 м) спостерігаються взимку, а мінімальні (близько 40 м) — літом;

б) максимальні значення (близько 100 м) спостерігаються взимку, а мінімальні (близько 40 м) — літом;

в) максимальні значення (близько 500 м) спостерігаються взимку, а мінімальні (близько 10 м) — літом.

4. На екваторі кількість опадів більша, ніж у субтропіках, оскільки в районі екватора відбувається підняття повітря, а в районі 30° — його опускання:

- а) це речення вірне;
- б) це речення невірне.

5. Клімат визначається як:

а) середні значення та сезонний цикл відповідних характеристик стану атмосфери (головним чином — температура, кількість опадів, режим вітру);

б) середні значення та мінливість відповідних характеристик стану атмосфери (головним чином — температура, кількість опадів, режим вітру);

в) статистичний опис поведінки глобальної кліматичної системи.

6. У нижньому 10-кілометровому шарі атмосфери температура повітря зменшується з висотою. Швидкість цього зменшення (вертикальний градієнт температури) становить:

а) 10 К/км, що відповідає зменшенню на 100 К у шарі 10 км;

б) 6,5 К/км, що відповідає зменшенню на 65 К у шарі 10 км;

в) 2,5 К/км, що відповідає зменшенню на 25 К у шарі 10 км.

7. Поверхнева циркуляція в океані головним чином пов'язана з впливом вітру, а градієнти густини впливають лише на глибинну циркуляцію в океані:

- а) це речення вірне;
- б) це речення невірне.

8. Взимку найбільшу просторову протяжність має така складова кріосфери:

- а) льодяні щити;
- б) морська крига;
- в) сніговий покрив на континентах;
- г) замерзлий ґрунт.

## Розділ 2. ЕНЕРГЕТИЧНИЙ БАЛАНС, ГІДРОЛОГІЧНИЙ ТА ВУГЛЕЦЕВИЙ ГЛОБАЛЬНІ КРУГООБІГИ

### 2.1. ЕНЕРГЕТИЧНИЙ БАЛАНС ЗЕМЛІ

#### 2.1.1. Баланс енергії на верхній межі атмосфери: глобальний підхід

Практично вся енергія, що надходить в глобальну кліматичну систему, приходить від Сонця у формі електромагнітного випромінювання. Звісно, є додаткові джерела (наприклад, геотермальне тепло), але цей вклад є настільки малим, що його впливом можна знехтувати в ме-

жах точності кліматичних розрахунків. На верхній межі атмосфери Землі при середній відстані Землі від Сонця поверхня, перпендикулярна до променів, одержує близько  $1368 \text{ Вт/м}^2$  за одиницю часу (див. також рис. 5.27). Ця величина називається сонячною сталою  $S_0$  або загальним сонячним сяйвом ( $TSI$ ). Трохи менше ніж половина (47 %) цієї енергії приходить у видимій частині електромагнітного спектра, інша — знаходиться переважно в близькій інфрачервоній (44 %) та з невеликим відсотком (9 %) — в ультрафіолетовій частинах спектра (рис. 2.1).

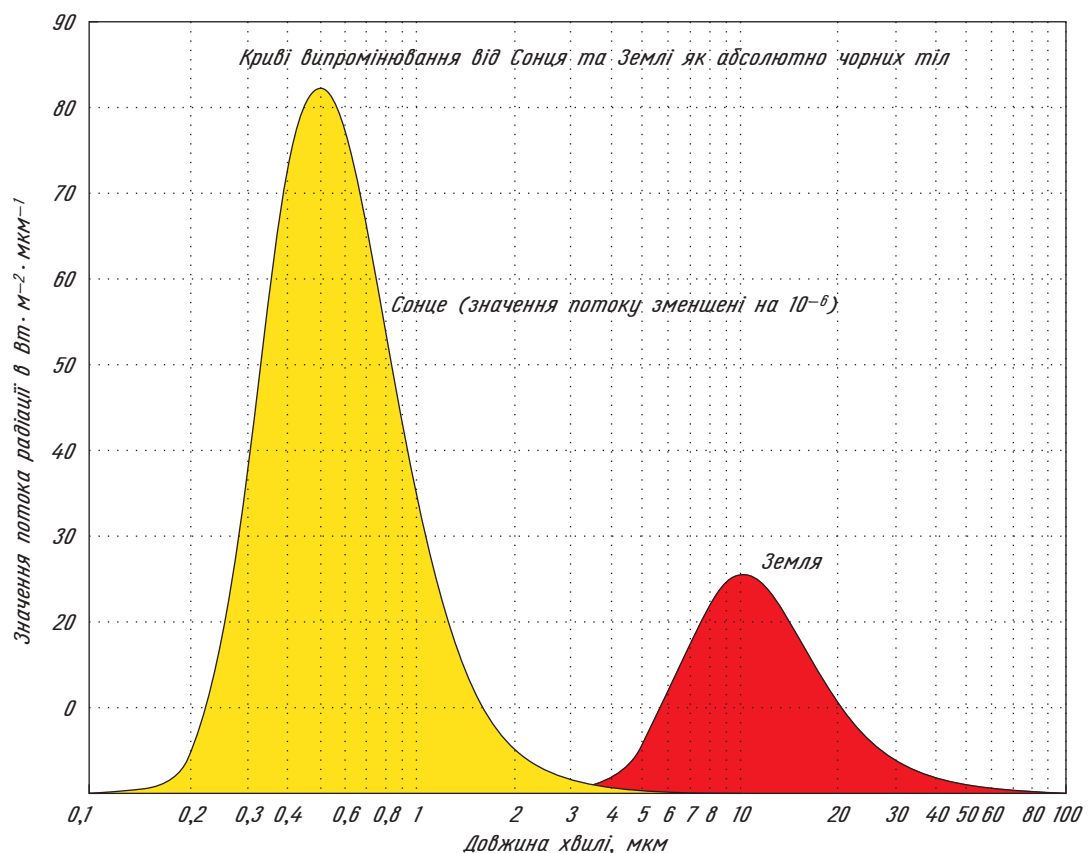


Рис. 2.1. Спектри енергії, що надходить від Сонця і що випромінюється Землею на верхній межі атмосфери. Джерело: <http://www.ldeo.columbia.edu/~kushnir/MPA-ENVP/Climate/lectures/energy/>

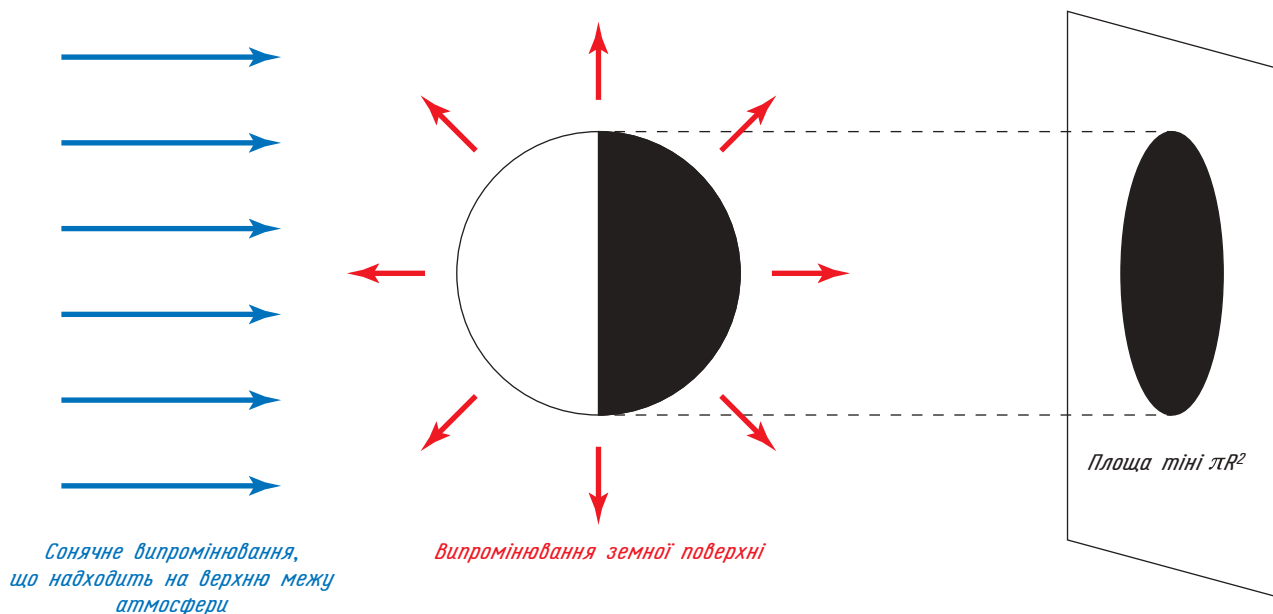


Рис. 2.2. Енергія, що поглинається та випромінюється Землею. Джерело: Goosse H. et al. (2009)

В середньому за межами земної атмосфери загальна кількість сонячної енергії, що надходить на верхню межу атмосфери (далі — *сонячна енергія* або *сонячне випромінювання*), дорівнює сонячній сталій, помноженій на площу поверхні поперечного перерізу (тобто це поверхня, яка перехоплює сонячне проміння (рис. 2.2); її площа дорівнює  $\pi R^2$ , де  $R$  — радіус Землі, що становить 6371 км). Для простоти розрахунків і тому, що це є припустимим наближенням, при обчисленні відстаней або поверхонь будемо нехтувати товщиною атмосфери, яка є дуже малою у порівнянні з радіусом Землі. Частина сонячної енергії відбивається назад до космічного простору атмосферою, хмарами і самою поверхнею Землі. Відношення цієї відбитої частини до повної величини сонячного випромінювання називається *альбедо Землі*, або *планетним альбедо* ( $\alpha_p$ ). У сучасних умовах альбедо Землі має величину близько 0,3.

Для того щоб досягти енергетичного балансу, потік тепла, що надходить від Сонця, повинен компенсуватися рівноцінною втратою тепла Землею. Якщо це не виконується, температура Землі буде швидко підніматися або падати. За *законом Віна* ці втрати тепла відбуваються за рахунок випромінювання Землею енергії в інфрачервоній частині електромагнітного спектра у діапазоні 3—80 мкм. Оскільки випромінювання від Землі має набагато довшу довжину хвилі, ніж сонячне випромінювання, його часто називають *довгохвильовим випромінюванням*, тоді як випромінювання від Сонця — *короткохвильовим*.

Вважаючи Землю *абсолютно чорним тілом*, за *законом Стефана—Больцмана* можна розрахувати загальну кількість енергії, що випромінюється 1 м<sup>2</sup> земної поверхні ( $A\uparrow$ ):

$$A\uparrow = \sigma T_e^4, \quad (2.1)$$

де  $\sigma$  — стала *Стефана—Больцмана* ( $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{К}^{-4}$ );  $T_e$  — *ефективна температура* випромінювання Землі.

Земля випромінює енергію у всіх напрямках, отже загальна енергія земного випромінювання буде дорівнювати величині  $A\uparrow$ , помноженій на загальну площу поверхні Землі, тобто на  $4\pi R^2$ . Таким чином, для того, щоб досягти енергетичної рівноваги, повинна виконуватися рівність: *поглинене сонячне випромінювання = випущене Землею в космічний простір випромінювання* (рис. 2.3):

$$\pi R^2(1 - \alpha_p)S_0 = 4\pi R^2\sigma T_e^4. \quad (2.2)$$

Це веде до

$$\frac{1}{4}(1 - \alpha_p)S_0 = \sigma T_e^4 \quad (2.3)$$

і остаточно

$$T_e = \left( \frac{1}{4\sigma}(1 - \alpha_p)S_0 \right)^{1/4}. \quad (2.4)$$

Підставляючи відомі значення констант, одержимо  $T_e = 255 \text{ К}$  ( $-18^\circ \text{C}$ ). Відзначимо, що рівняння (2.3) можна інтерпретувати як середній баланс між випущеним земним випромінюванням і поглиненою сонячною радіацією для одиниці площі (1 м<sup>2</sup>) поверхні Землі. Множник  $1/4$  пов'язаний з впливом сферичної геометрії Землі, тому що тільки частина поверхні Землі безпосередньо одержує сонячне випромінювання.

Але розраховане значення температури  $T_e$  не є дійсною температурою, яку можна виміряти будь-де на Землі. Вона тільки характеризує

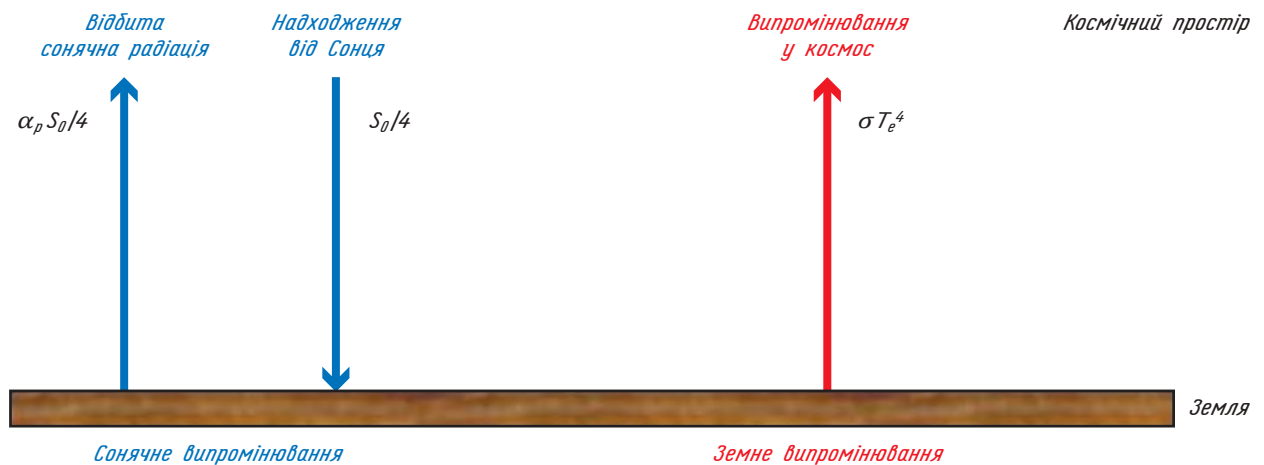


Рис. 2.3. Спрощений тепловий баланс Землі (у припущенні абсолютно чорного тіла). Джерело: Goosse H. et al. (2009)

температуру абсолютно чорного тіла, необхідну для урівноваження надходження сонячної енергії. Цю температуру можна також розглядати як температуру, яка могла би спостерігатися на земній поверхні в кожній її точці, якби Земля була абсолютно чорним тілом та на ній *не було* б атмосфери.

### 2.1.2. Парниковий ефект

Атмосфера практично прозора до видимої частини сонячного випромінювання (поглинаючи тільки близько його 20 %). Решта випромінювання поглинається на поверхні Землі (див. п. 2.1.6). З іншого боку, атмосфера майже «непрозора» для інфрачервоної (ІЧ) частини електромагнітного спектра. Це пов'язано з радіаційними властивостями деяких термодинамічно активних складових атмосфери, в першу чергу — водяної пари, вуглекислого газу, метану та озону. Як відомо, ці гази складають дуже малий відсоток в атмосферному повітрі, в той час як дві головні його складові (молекулярний азот і кисень, див. п. 1.2) практично не відіграють ніякої ролі в цій ІЧ-непрозорості.

Таким чином, значна частина енергії, яка випромінюється поверхнею Землі, поглинається атмосферою, а потім випромінюється нею знову, що істотно збільшує температуру всієї системи. Цей процес є аналогічним до городньої теплиці, де скляна верхня поверхня прозора до сонячного випромінювання, але «темна» (непрозора) до ІЧ земного випромінювання, що в результаті підвищує температуру повітря в теплиці. За цією аналогією зміну енергетичного балансу Землі під впливом деяких газових складових атмосферного повітря називають *парниковим ефектом*, а ці складові повітря — *парниковими газами*. Проте кліматична система набагато складніша, тому теплицю і аналогію з нею при поясненні парни-

кового ефекту потрібно використовувати з великою обережністю.

Парниковий ефект можна проілюструвати дуже простою моделлю, в якій атмосфера представлена одним однорідним шаром з температурою  $T_a$ , повністю прозорим до сонячного випромінювання і повністю «темним» (непрозорим) до ІЧ випромінювання поверхні Землі (рис. 2.4). Завдяки цій непрозорості атмосфери до земного випромінювання вся енергія, що випромінюється до космічного простору, йде від атмосфери. Використовуючи рівняння (2.3), енергетичний баланс на верхній межі такої атмосфери можна записати як

$$\sigma T_a^4 = \frac{1}{4}(1 - \alpha_p)S_0 = \sigma T_e^4. \quad (2.5)$$

Таким чином, у цій простій моделі  $T_a$  дорівнює  $T_e$  — *ефективній температурі випромінювання Землі*. Біля поверхні Землі баланс між енергією, що випромінюється цією поверхнею, потоком сонячної енергії та потоком інфрачервоного випромінювання від атмосфери має вигляд

$$\sigma T_s^4 = \frac{1}{4}(1 - \alpha_p)S_0 + \sigma T_a^4. \quad (2.6)$$

Об'єднання рівнянь (2.5) та (2.6) веде до

$$\sigma T_s^4 = \sigma T_e^4 + \sigma T_e^4 \quad (2.7)$$

і тоді

$$T_s = 2^{1/4} T_e = 1,19 T_e. \quad (2.8)$$

Таким чином, завдяки парниковому ефекту *температура підстильної поверхні* ( $T_s$ ) буде набагато вищою за  $T_e$ , досягаючи в цьому прикладі 303 К (30 °С). Ця температура значно вища за середню температуру поверхні Землі, яка становить 288 К (15 °С), через те, що у наведеній простій моделі були використані деякі грубі наближення.

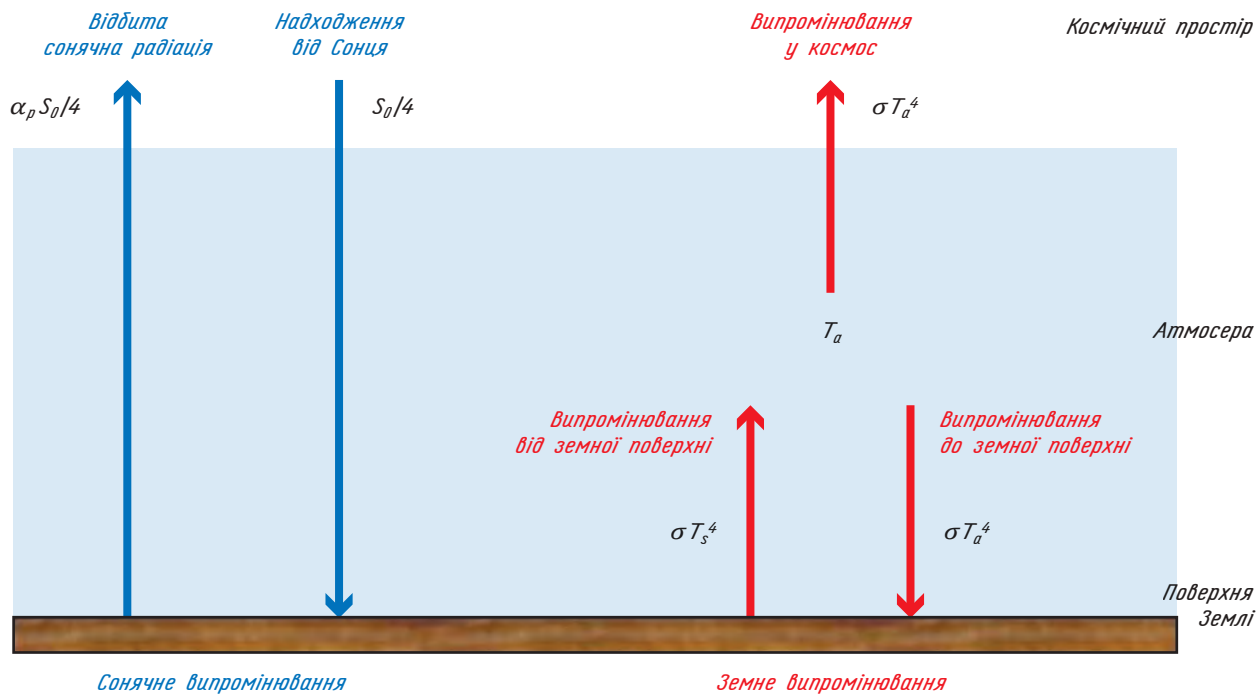


Рис. 2.4. Енергетичний баланс Землі та атмосфери, представлена одним шаром, який повністю прозорий до сонячного випромінювання і повністю темний до інфрачервоного випромінювання. Джерело: Marshall and Plumb (2007)

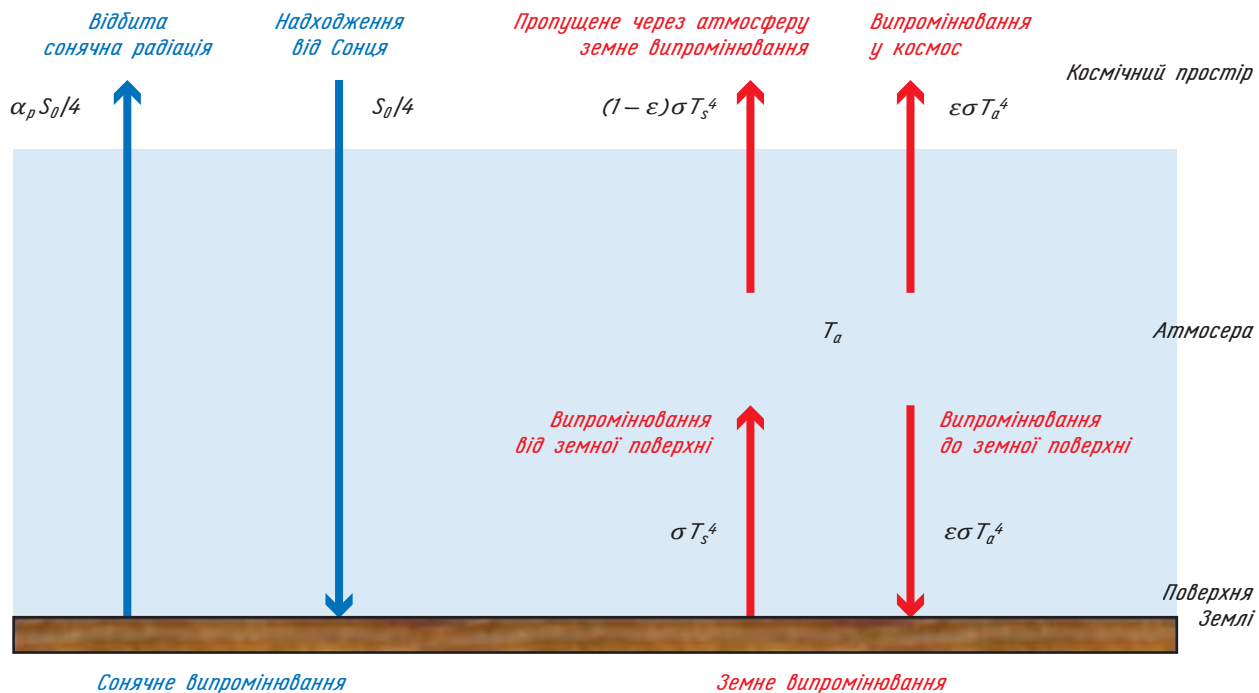


Рис. 2.5. Енергетичний баланс Землі та атмосфери, представлена одним шаром, який є повністю прозорим до сонячного короткохвильового випромінювання та має інфрачервону випромінювальну здатність  $\epsilon$ . Джерело: Goosse H. et al. (2009)

Поліпшити цю модель можна, врахувавши, що атмосфера не є повністю чорним тілом (рис. 2.5). Використовуючи поняття *випромінювальної здатності* об'єкта ( $\epsilon$ ) (яка визначається як співвідношення енергії, що випромінюється реальним об'єктом, до енергії, що випро-

мінюється абсолютно чорним тілом за умови однакових температур), можна записати баланс на підстильній поверхні як

$$\sigma T_s^4 = \frac{1}{4}(1 - \alpha_p)S_0 + \epsilon \sigma T_a^4. \quad (2.9)$$

За законом Кірхгофа випромінювальна здатність об'єкта дорівнює частці випромінювання, яке поглинається цим об'єктом. Тому частка енергії земного випромінювання, що проходить крізь об'єкт, буде дорівнювати  $(1 - \epsilon)$ , і тоді баланс енергії на верхній межі атмосфери можна записати як:

$$\frac{1}{4}(1 - \alpha_p)S_0 = \epsilon \sigma T_a^4 + (1 - \epsilon) \sigma T_s^4 = \sigma T_e^4. \quad (2.10)$$

Враховуючи рівняння (2.9) та (2.10), отримаємо

$$\sigma T_s^4 = \frac{2}{2 - \epsilon} \frac{1}{4}(1 - \alpha_p)S_0 = \frac{2}{2 - \epsilon} \sigma T_e^4, \quad (2.11)$$

$$T_s = \left( \frac{2}{2 - \epsilon} \right)^{1/4} T_e. \quad (2.12)$$

При  $\epsilon = 0$ , що відповідає умовам повністю прозорості до інфрачервоного випромінювання атмосфери,  $T_s = T_e$ , це добре узгоджується з результатом, отриманим у п. 2.1. Для абсолютно чорного тіла одержуємо, як і очікувалося, результат ідентичний рівнянню (2.7). При типовому для атмосфери значенні  $\epsilon = 0,97$  отримуємо  $T_s = 1,18T_e$ , тобто 301 К (28 °C).

Можна також розрахувати температуру атмосфери ( $T_a$ ) як

$$T_a = \left( \frac{2}{2 - \epsilon} \right)^{1/4} T_e = \left( \frac{1}{2} \right)^{1/4} T_s. \quad (2.13)$$

Розширення цієї моделі до числа  $n$  атмосферних шарів з різними температурами  $T_a$  та випромінювальною здатністю  $\epsilon$  є досить простою задачею.

### 2.1.3. Сучасна інсоляція на верхній межі атмосфери

Інсоляція у певний момент часу визначається як промениста енергія, що надходить за одиницю часу на горизонтальну площадку на верхній межі атмосфери (або на горизонтальну площадку на поверхні Землі, якщо ми нехтуємо впливом атмосфери). Ця характеристика залежить як від географічної широти, так і від положення Землі відносно Сонця. Цей вплив буде розглянуто далі.

**2.1.3.1. Орбіта Землі.** Згідно з першим законом Кеплера, траєкторія руху Землі навколо Сонця є еліпсом з Сонцем в одному фокусі.

Точка орбіти Землі, яка є найближчою до Сонця, називається *перигелієм*, тоді як *афелій* — це точка, яка знаходиться на найдовшій відстані від Сонця (рис. 2.6). Позначимо літерою  $a$  значення половини великої осі цього еліпса, а літерою  $b$  — значення половини малої осі. Тоді форму еліпса можна визначити через його *ексцентриситет* (ecc)

$$\text{ecc} = \frac{\sqrt{(a^2 - b^2)}}{a}. \quad (2.14)$$

Параметри орбіти Землі змінюються з часом (див. п. 5.4.1), і в наш час  $\text{ecc} = 0,0167$ , тобто орбіта Землі є дуже близькою до правильного кола (якому відповідає *ексцентриситет* рівний нулю).

Відстань від Сонця до Землі ( $r$ ) можна обчислити як функцію  $v$  — *дійсної аномалії*, згідно з формулою для еліпса

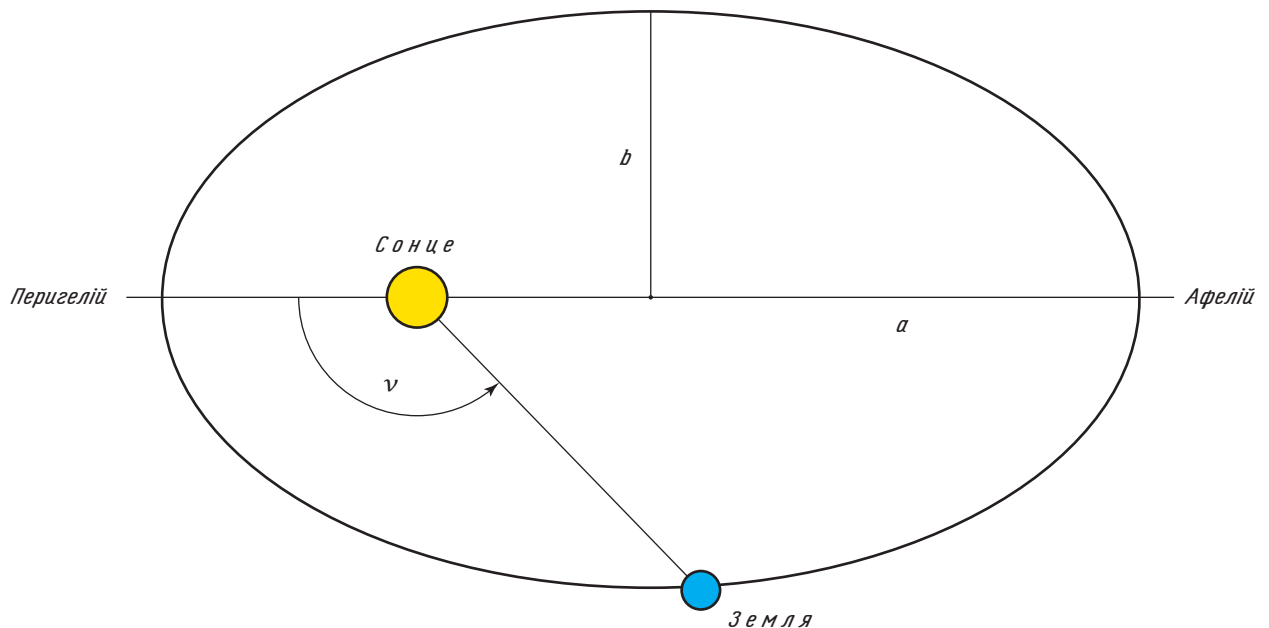


Рис. 2.6. Схематичне зображення орбіти Землі. Для наочності рисунок ексцентриситет свідомо перевищено відносно дійсного. Джерело: Goosse H. et al. (2009)

$$r = \frac{a(1 - \text{ecc}^2)}{1 + \text{ecc} \cos v}. \quad (2.15)$$

$$S_r = \frac{r_m^2}{r^2} S_0. \quad (2.18)$$

Кількість сонячного електромагнітного випромінювання, що надходить на одиничну площку на верхній межі атмосфери, є функцією  $r$ . Ми можемо визначити величину  $r_m$  як середню відстань між Землею і Сонцем

$$r_m = \sqrt{ab} = a\sqrt{1 - \text{ecc}^2}. \quad (2.16)$$

Це означає, що коло з радіусом  $r_m$  має ту ж саму площу, що й еліпс, який описує орбіту Землі.

Повна енергія, що випромінюється Сонцем, повинна дорівнювати повній енергії, що надходить на поверхню сфери радіуса  $r$  з центром на Сонці, а також на поверхню сфери з радіусом  $r_m$ . Тоді кількість сонячного випромінювання ( $S_r$ ) на одиниці площини зовнішньої поверхні атмосфери Землі, розташованої на відстані  $r$  від Сонця та перпендикулярної до сонячних променів, можна обчислити як функцію сонячної сталої,  $S_0$ : *повна енергія, випромінена Сонцем та виміряна на відстані  $r_m$  = повна енергія, випромінена Сонцем та виміряна на відстані  $r$*

$$4\pi r_m^2 S_0 = 4\pi r^2 S_r, \quad (2.17)$$

**2.1.3.2. Обчислення зенітного кута.** Оскільки вісь обертання Землі не перпендикулярна до його орбітальної площини, *площина екліптики*, яка є геометричною площиною, що містить середню орбіту Землі навколо Сонця, буде нахилена щодо *площини небесного екватора*, яка в свою чергу є проекцією екватора Землі в космічний простір. Кут між площиною екліптики та площиною небесного екватора називається *схиленням екліптики*,  $\epsilon_{obl}$ . В наш час цей кут дорівнює  $23^\circ 26'$  (рис. 2.7).

Перетин цих двох площин застосовують також для визначення сезонів. Зокрема, *весняне рівнодення*, яке часто використовується як базис в координатній системі для визначення *істинної довготи  $\lambda_t$*  (або *екліптична довгота*, рис. 2.8), відповідає перетину екліптичної площини з небесним екватором, коли Сонце переміщається від Південної до Північної півкулі в його видимому русі навколо Землі. Це відбувається приблизно 20—21 березня і називається *весняним рівноденням*. Проте, цей термін може вводити декого в оману, оскільки ця дата відповідає початку осені в Південній півкулі.

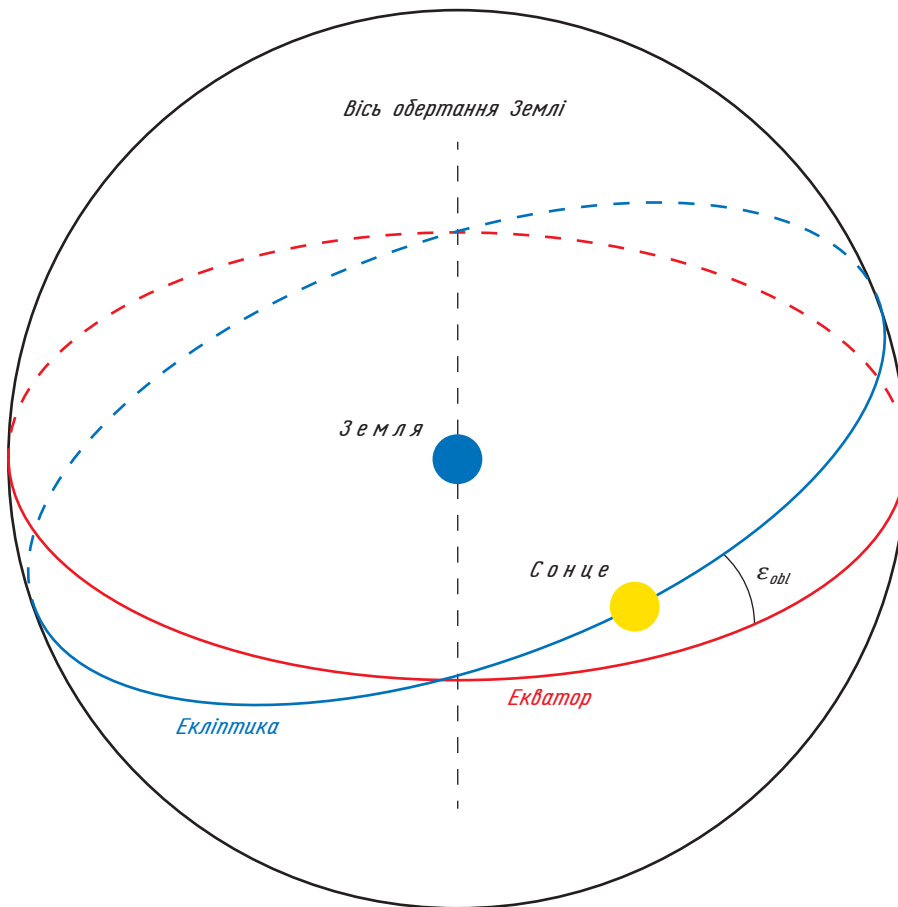


Рис. 2.7. Схематичне зображення екліптики та схилення  $\epsilon_{obl}$  в геоцентричній системі. Джерело: Goosse H. et al. (2009)

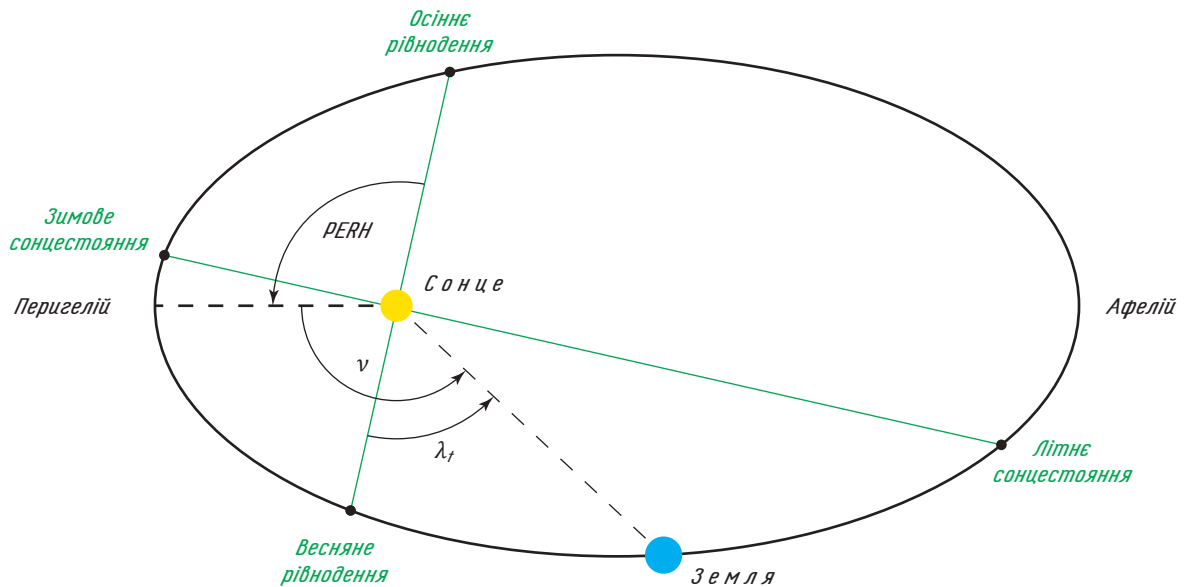


Рис. 2.8. Схематичне зображення істинних довгот і сезонів в екліптичній площині. Джерело: Goosse H. et al. (2009)

Із визначення, що *весняне рівнодення* відповідає істинній довготі, яка дорівнює нулю, можна вивести, що сонцестояння відповідає значенням істинних довгот, рівним  $90^\circ$  і  $270^\circ$ , і осіннє рівнодення відповідає істинній довготі, що дорівнює  $180^\circ$ . Якщо визначити через *PERH довготу перигелію*, яка відміряється від осіннього рівнодення (в сучасних умовах  $PERH = 102,04$ , що відповідає істинній довготі  $= 180^\circ + PERH = 282,04$ ), можна написати

$$\lambda_r = 180 + PERH + v. \quad (2.19)$$

Це визначення може використовуватися для обчислення тривалості різних сезонів, використовуючи *другий закон Кеплера*, за яким Земля рухається по своїй орбіті таким чином, що радіус-вектор, який поєднує Сонце та планету, описує у своєму русі рівні області за рівні проміжки часу.

Кількість сонячної енергії, одержана за одиницю часу на одиничній горизонтальній поверхні на верхній межі атмосфери,  $S_h$ , пропорційна косинусу сонячної *зенітної відстані*,  $\theta_s$ , яка визначається як кут між сонячним променем і перпендикуляром в будь-якій точці поверхні Землі

$$S_h = S_r \cos \theta_s. \quad (2.20)$$

Значення  $S_h$  зростає, коли  $\cos \theta_s$  наближається до 1, тобто коли горизонтальна поверхня стає більш перпендикулярною до сонячних променів. Якщо земна поверхня нахилена до сонячного проміння під іншим кутом, кількість енергії, одержана одним квадратним метром земної поверхні, звичайно, буде меншою, тому що вся енергія, яка одержується перпендикулярною по-

верхню ( $S_r A_1$  на рис. 2.9), розосереджується на більшу поверхню ( $S_r A_1 = S_h A_2 = S_h A_1 / \cos \theta_s$ ).

В той же час  $\cos \theta_s$  можна обчислити, використовуючи стандартну астрономічну формулу:

$$\cos \theta_s = \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \cos HA, \quad (2.21)$$

де  $\phi$  — широта будь-якої точки поверхні Землі,  $\delta$  — сонячне схилення,  $HA$  — часовий кут.

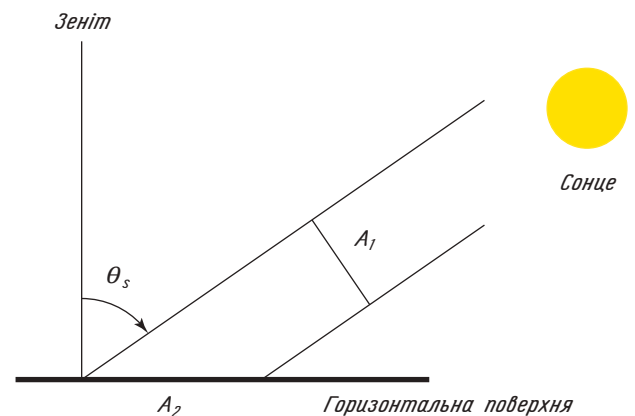


Рис. 2.9. Вплив зенітного кута на кількість випромінювання, що надходить на горизонтальну поверхню.  $A_1$  — зовнішній перпендикуляр до сонячного проміння,  $A_2$  — горизонтальна поверхня, освітлена променем, що перетинає  $A_1$ . Джерело: Goosse H. et al. (2009)

Схилення  $\delta$  визначається як кут між лінією від центра Землі у напрямку до Сонця і лінією небесного екватора (рис. 2.10). Значення цього кута змінюється від  $+\epsilon_{obl}$  у момент *літнього сонцестояння* в Північній півкулі до  $-\epsilon_{obl}$  в точці *зимового сонцестояння* та дорівнює нулю в моменти *рівнодення*. Можна вважати, що

протягом дня значення схилення не змінюється. Якщо відомо значення істинної довготи та схилення екліптики, схилення  $\delta$  можна визначити за допомогою формули

$$\sin \delta = \sin \lambda_t \sin \epsilon_{obl}. \quad (2.22)$$

До того ж, якщо позначити через NDAY число будь-якого дня, починаючи від першого січня, значення  $\delta$  можна також визначити за допомогою наближення нульового порядку

$$\delta = 23.45^\circ \sin(360^\circ (NDAY - 80)/365). \quad (2.23)$$

Позначимо *годинний кут* HA, як час від того моменту, коли Сонце знаходилося в місцевому зеніті, зміряному від меридіана спостерігача на захід. Тому HA дорівнює нулю в момент *місцевого сонячного полудня*. Цей кут звичайно вимірюється в радіанах або в годинах ( $2\pi$  рад =

24 год). Більш формально цей кут можна визначити як двогранний кут між площиною небесного меридіана та кола схилення.

**2.1.3.3. Додаткова інсоляція на верхній межі атмосфери.** Якщо в будь-який день Сонце підіймається вище горизонту, можна розрахувати години сходу ( $HA_{SR}$ ) і заходу ( $HA_{SS}$ ) сонця за допомогою рівняння (2.21), оскільки ці обидві події відповідають сонячному зенітному куту  $90^\circ$

$$HA_{SR, SS} = \pm \arccos(-\tan \phi \tan \delta). \quad (2.24)$$

Далі, *тривалість дня* (LOD) розраховується як

$$LOD = \frac{24}{\pi} \arccos(-\tan \phi \tan \delta). \quad (2.25)$$

Коефіцієнт  $24/\pi$  використовується для того, щоб перейти від радіан для HA до годин для LOD.

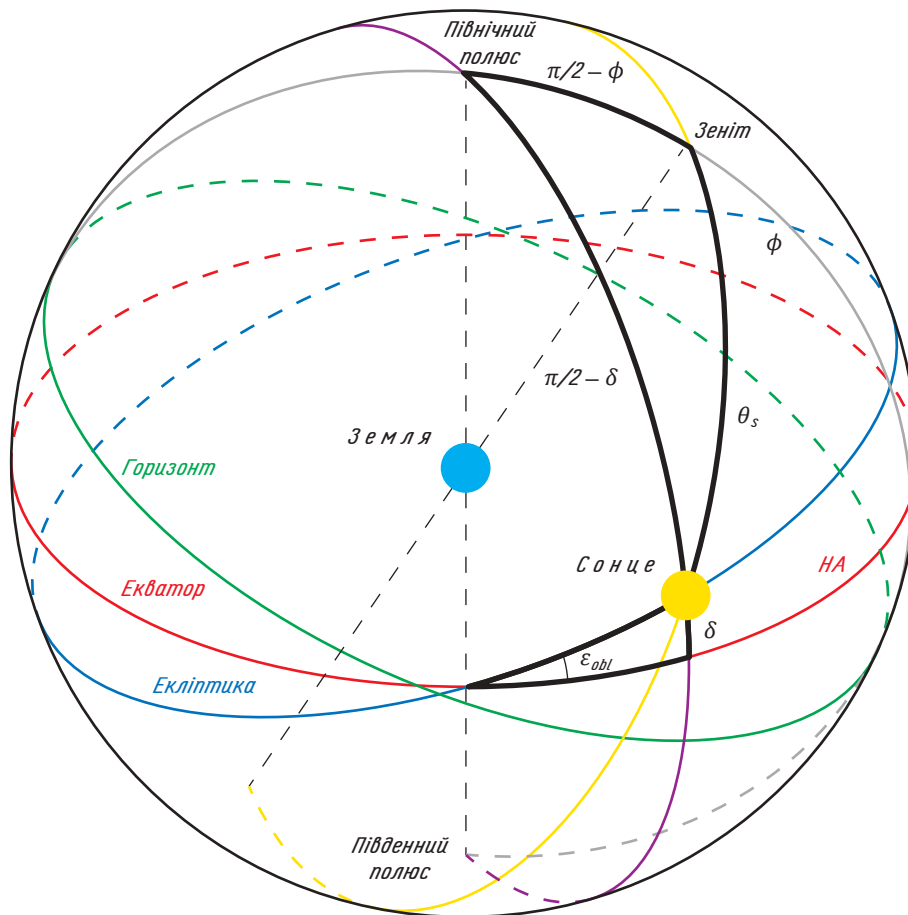


Рис. 2.10. Схематичне зображення схилення і годинного кута в геоцентричній системі. На цьому рисунку зафіксовані екватор і екліптика. Видимий рух Сонця відповідає повному оберту уздовж екліптики за один рік. Годинний кут (і розташування місцевого меридіана (коричневе коло), який проходить через Північний полюс і зеніт) змінюється в міру того, як Земля робить повний оберт навколо її осі за 1 добу. Застосування стандартних сферичних тригонометричних правил до виділеного чорним кольором трикутника дозволяє продемонструвати рівняння (2.21). Цей рисунок може також використовуватися для пояснення рівняння (2.22) за допомогою виділеного блакитним кольором трикутника. Джерело: Goosse H. et al. (2009)

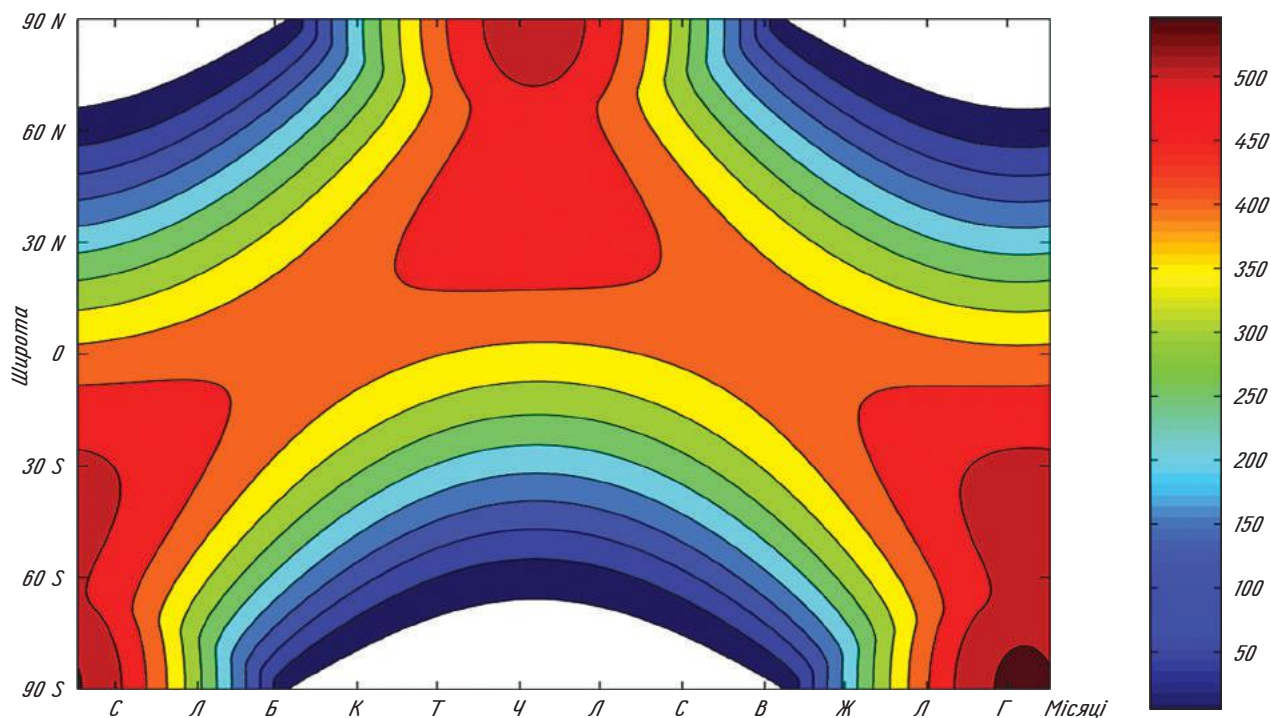


Рис. 2.11. Середньодобова інсоляція ( $\text{Вт/м}^2$ ) на горизонтальній поверхні на верхній межі атмосфери як функція дня року і широти. Білі області відповідають полярній ночі. Джерело: Goosse H. et al. (2009)

На екваторі, оскільки  $\phi$  дорівнює нулю, LOD завжди дорівнює 12 годинам. У моменти рівнодення  $\delta$  перетворюється на нуль, таким чином LOD у цих точках також дорівнює 12 годинам. За допомогою рівняння (2.25) можна також довести, що в полярних регіонах Північної півкулі, де  $\phi + \delta \geq 90^\circ$ ,  $\tan \phi \times \tan \delta \geq 1$  влітку, Сонце буде видно протягом всього дня (*північне сонце*), а взимку, коли  $\phi - \delta \geq 90^\circ$ ,  $\tan \phi \times \tan \delta \leq -1$ , Сонце завжди буде нижче горизонту (*полярна ніч*). Подібні формули можна також одержати й для Південної півкулі.

За допомогою рівнянь (2.18), (2.20), (2.21) та (2.24), зінтегрувавши  $S_h$  за часом, можна розрахувати *добову інсоляцію* на горизонтальній поверхні,  $S_{h, \text{day}}$  (у  $\text{Дж м}^{-2}$ ). Також часто використовується така величина, як *середня інсоляція* за проміжок часу понад один день (у  $\text{Вт/м}^2$ ). Перейти до неї від добової інсоляції просто — поділити  $S_{h, \text{day}}$  на 24 години.

$$\begin{aligned}
 S_{h, \text{day}} &= S_0 \frac{r_m^2}{r^2} \times \\
 &\times \int_{\text{sunrise}}^{\text{sunset}} (\sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \cos HA) dt = \\
 &= S_0 \frac{r_m^2}{r^2} \frac{84000}{2\pi} \times \\
 &\times \int_{HA_{SR}}^{HA_{SS}} (\sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \cos HA) dHA = \\
 &= S_0 \frac{r_m^2}{r^2} \frac{84000}{2\pi} \times \\
 &\times (HA_{SS} \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \sin HA_{SS}).
 \end{aligned} \quad (2.26)$$

Як і очікувалось, добова інсоляція вища в літній півкулі за рахунок меншої зенітної відстані (тобто Сонце знаходиться вище над горизонтом) та довшої тривалості денної частини доби. Максимальна сонячна інсоляція, осереднена за проміжок часу понад один день, спостерігається на полюсах в моменти літнього сонцестояння (див. рис. 2.11), в той час як осереднена за проміжок часу понад один рік сонячна енергія, що надходить на верхню межу атмосфери, на екваторі вдвічі більша, ніж на полюсах.

#### 2.1.4. Енергетичний баланс на верхній межі атмосфери: географічний розподіл

Географічний розподіл *сумарного сонячного випромінювання* на верхній межі атмосфери (яке дорівнює сонячному випромінюванню, що надходить, мінус сонячне випромінювання, що відбивається), тобто тієї частини, яка поглинається Землею, є функцією як розподілу інсоляції, так і регіональних варіацій *планетного альбедо* (рис. 2.12). На останнє впливають декілька чинників, зокрема *альбедо земної поверхні* (див. п. 1.5) і присутність хмар, які відбивають істотну частину сонячного випромінювання, що надходить, назад до космічного простору. Вплив хмар особливо очевидний у тропічних областях, де саме цим пояснюється, чому сонячне випромінювання більше поглинається у відносно вільній від хмар східній екваторіальній частині Тихо-

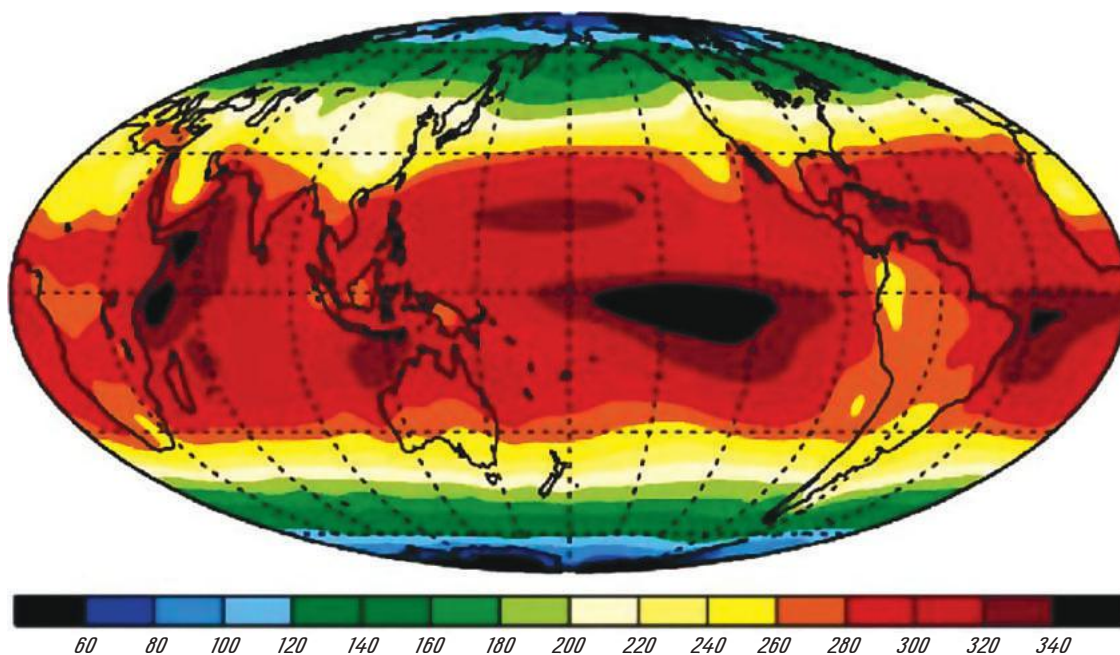


Рис. 2.12. Середньорічне сумарне сонячне випромінювання на верхній межі атмосфери, яке поглинається Землею (у  $\text{Вт/м}^2$ ). Джерело: Trenberth and Stepaniak (2003)

го океану, ніж в західній частині Тихого океану, де більша хмарність.

У високих широтах альbedo земної поверхні значне через велику zenітну відстань (Сонце знаходиться низько над горизонтом) і високу відбивну здатність снігу і льоду (див. п. 1.4). Ці високі значення альbedo поверхні Землі у високих широтах збільшують широтні зміни сонячного випромінювання, пов'язані з геометрією Землі (рис. 2.11), що призводить у результаті до різ-

ниці в значеннях щорічного середнього сонячного випромінювання, яке поглинається, між полюсами та екватором приблизно у п'ять разів.

Згідно із законом Стефана—Больцмана, довгохвильове випромінювання (ДХВ) є функцією температури випромінювальної поверхні. Різниця близько  $50^\circ\text{C}$  між екватором і полюсами грубо відповідає різниці у ДХВ випромінюванні близько  $50 \text{ Вт/м}^2$  (див. рис. 2.13), що приблизно відповідає одержаним раніше оцінкам. Наявність

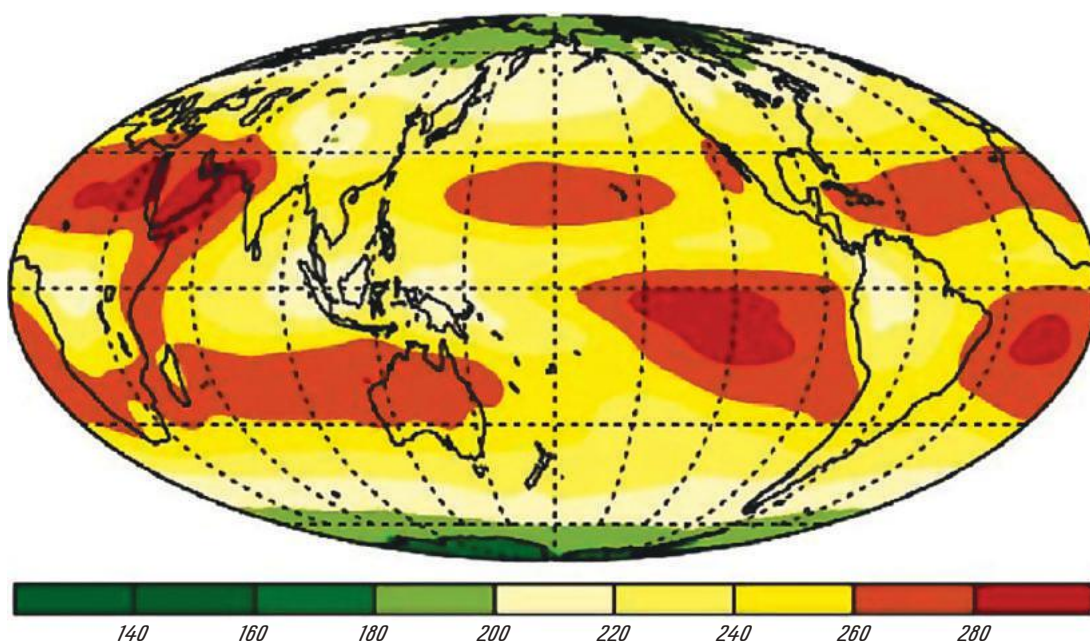


Рис. 2.13. Середньорічне сумарне довгохвильове випромінювання (ДХВ), що йде у космічний простір, на верхній межі атмосфери ( $\text{Вт/м}^2$ ). Джерело: Trenberth and Stepaniak (2003)

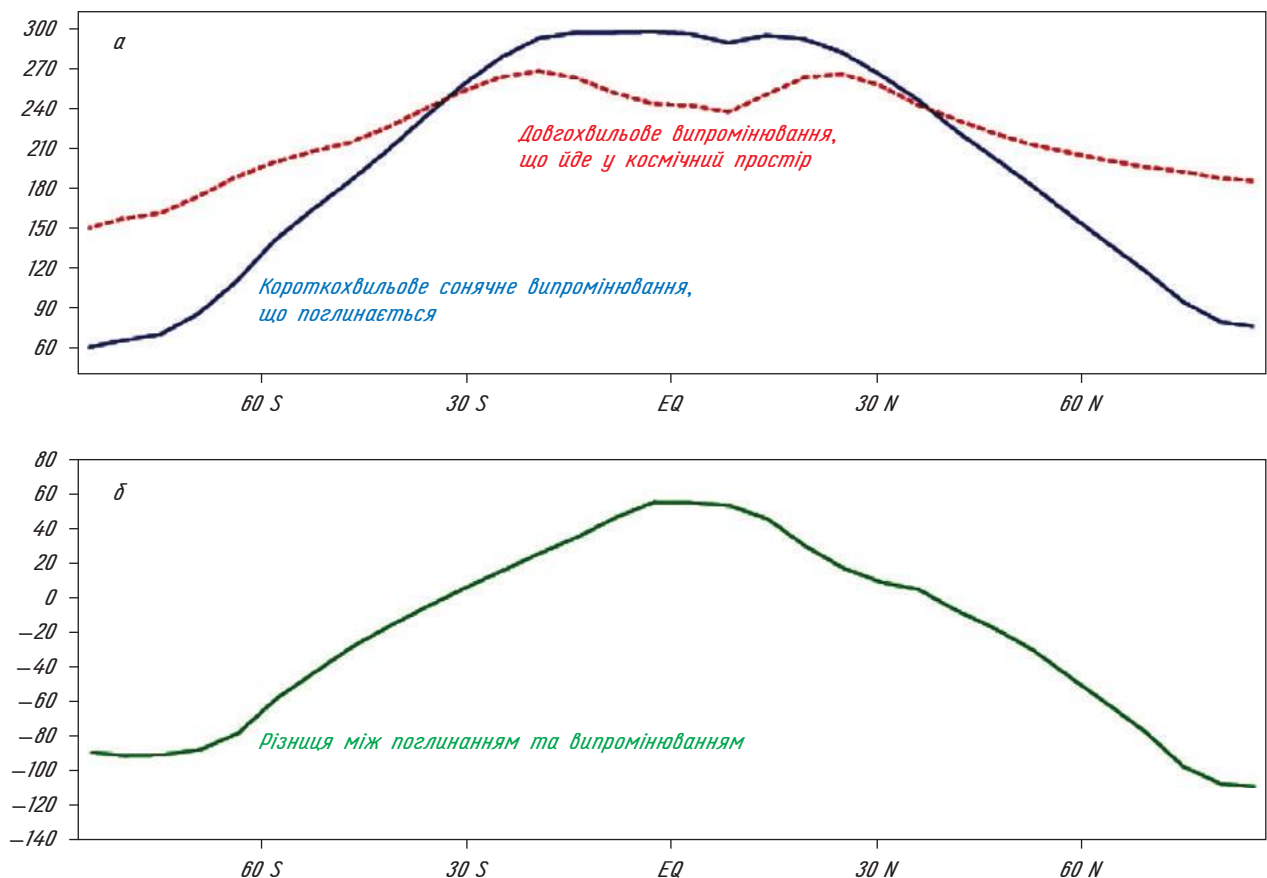


Рис. 2.14. (а) Зональні середньорічні значення поглиненого сонячного випромінювання (блакитна лінія) і довгохвильового випромінювання, що йде у космос (пунктирна червона), на верхній межі атмосфери (у Вт/м²). (б) Зональні середньорічні значення різниці між поглиненим сонячним випромінюванням і довгохвильовим випромінюванням, що йде у космічний простір, на верхній межі атмосфери (у Вт/м²). Джерело: NCEP/NCAR реаналіз (Kalnay et al., 1996)

хмар і водяної пари в атмосфері також суттєво впливає на ДХВ. Водяна пара є сильним парниковим газом і поглинає частину інфрачервоного випромінювання від земної поверхні до того, як хмари, розташовані в атмосфері вище і тому мають нижчу температуру, відіб'ють частину земного випромінювання у зворотному напрямі (див. п. 2.1.2).

Ці ефекти призводять до зменшення ДХВ, яке йде у космічний простір. У результаті максимальне довгохвильове випромінювання, що виходить у космос, спостерігається над теплими сухими регіонами, приклад — субтропічні пустелі. Отже вологі екваторіальні області загалом випромінюють у космічний простір менше енергії, ніж сухі тропічні регіони (рис. 2.13).

Якщо осереднювати за довготою, довгохвильове випромінювання, що йде у космічний простір, має значно менші широтні варіації, ніж сумарне сонячне випромінювання, що поглинається Землею.

В результаті сонячне випромінювання, що поглинається, переважає довгохвильове випромінювання, що йде у космічний простір, в регіонах, розміщених приблизно між 40° півд. ш. і

40° півн. ш., тоді як у північних районах, розташованих вище 40° півн. ш. і 40° півд. ш., спостерігається дефіцит сумарного радіаційного потоку на верхній межі атмосфери ( $RF_{TOA}$ ) (рис. 2.14). Значення  $RF_{TOA}$  також мають деякі зональні варіації, найбільш показові над Сахараю, де від'ємний сумарний радіаційний потік ймовірно пов'язаний з сухим повітрям і високим альбедо піску.

### 2.1.5. Накопичення та перенос тепла

В області, відмежованій широтами  $f_1$ ,  $f_2$  і довготами  $\lambda_1$ ,  $\lambda_2$  (див. рис. 2.15), сумарний радіаційний потік тепла на верхній межі атмосфери  $RF_{TOA}$  повинен компенсуватись сумою горизонтального переносу тепла, теплообміну з внутрішніми шарами ґрунту та додатку до теплового балансу, пов'язаного із змінами у накопиченні тепла в атмосфері, океані і ґрунті.

Оскільки ґрунт має найнижчу теплопровідність, тільки декілька його верхніх метрів взаємодіють з поверхнею на часових масштабах від сезону до десятків років. Таким чином, у більшості кліматичних досліджень достатньо враховува-

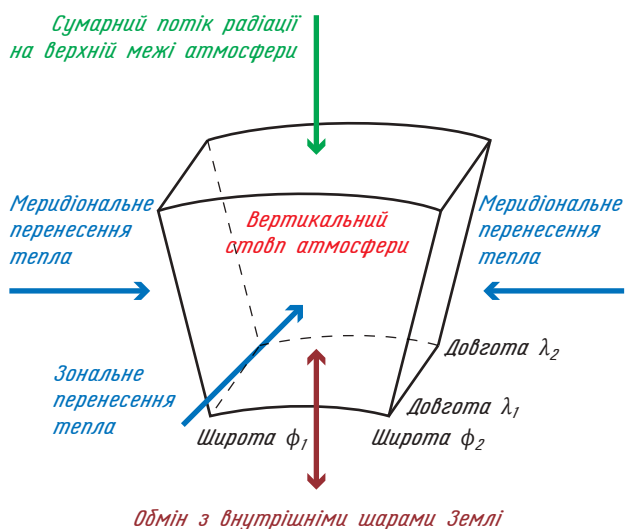


Рис. 2.15. Схематичне зображення теплового балансу для атмосфери, океану, земної поверхні і верхніх шарів ґрунту в об'ємі, що лежить між широтами  $\phi_1$ ,  $\phi_2$  і довготами  $\lambda_1$ ,  $\lambda_2$ . Джерело: Goosse H. et al. (2009)

ти верхній шар ґрунту товщиною декілька метрів (звичайно 10 метрів) і припускати, що обмін теплом з більш глибокими шарами ґрунту або внутрішніми шарами Землі можна представити геотермальним потоком тепла. Величина цього потоку в більшості регіонів мала ( $\sim 0,075$  Вт/м<sup>2</sup>), і тому часто в розрахунках балансу тепла цим потоком нехтують.

**2.1.5.1. Акумуляція тепла.** На добовому та сезонному часових масштабах акумуляція тепла складовими кліматичної системи відіграє велику роль в пом'якшенні впливу змін радіаційного потоку на верхній межі атмосфери. Ці коливання накопичення тепла в океані, атмосфері та в ґрунті можна оцінити таким чином:

$$\text{швидкість змін накопичення тепла} = \int_V \rho C_m \frac{\partial T}{\partial t} dV, \quad (2.27)$$

де  $\rho$ ,  $C_m$  і  $T$  — це густина, питома теплоємність і температура в резервуарі (тобто в атмосфері, в океані або в ґрунті), який включено до об'єму  $V$ .

Цю величину наближено можна представити як

$$\text{швидкість змін накопичення тепла} \approx m_m C_m \frac{\partial T_m}{\partial t} = C_m \frac{\partial T_m}{\partial t}, \quad (2.28)$$

де  $m_m$ ,  $C_m$  і  $T_m$  — це характерна маса, питома теплоємність і температура в резервуарі, які акумулюють тепло, і  $C_m$  — ефективна теплоємність в резервуарі (яка вимірюється в Дж·м<sup>-2</sup>·К<sup>-1</sup>). Значення  $m_m$ , звісно, сильно залежить від об'єму, в якому відбуваються істотні зміни накопи-

чення тепла на часових масштабах, що вивчаються.

Так, на сезонному часовому масштабі змінюється вміст тепла всієї атмосфери. Якщо використати значення  $c_p \sim 1000$  Дж·К<sup>-1</sup>·кг<sup>-1</sup> і для маси вертикального стовпа  $10^4$  кг·м<sup>-2</sup> (у припущенні гідростатичної рівноваги, що у першому наближенні відповідає тиску  $10^5$  Па), одержуємо оцінку значення  $C_m$  для атмосфери

$$C_{m, \text{атмосфера}} = 1000 \cdot 10^4 = 10^7 \text{ Дж} \cdot \text{К}^{-1} \cdot \text{м}^{-2}. \quad (2.29)$$

Але тільки у шарі верхніх 50—100 метрів біля поверхні моря існують істотні сезонні коливання температури. Якщо використати значення питомої теплоємності води  $4000$  Дж·К<sup>-1</sup>·кг<sup>-1</sup> і для маси  $7,5 \cdot 10^4$  кг·м<sup>-2</sup> (тобто 75 м помножити на  $1000$  кг·м<sup>-3</sup>), то отримаємо:

$$C_{m, \text{океан}} = 4000 \times 7,5 \cdot 10^4 = 3 \cdot 10^8 \text{ Дж} \cdot \text{К}^{-1} \cdot \text{м}^{-2}. \quad (2.30)$$

Для ґрунту значення питомої теплоємності подібне океанському, але, як вказувалося вище, тільки у декількох верхніх його метрах існують сезонні коливання температури. В результаті на цьому масштабі часу ефективна теплоємність ґрунту набагато менша, ніж в океані.

Такі приблизні оцінки ясно показують, що на сезонному часовому масштабі ефективна теплоємність океану на порядок більше, ніж для атмосфери або ґрунту. В результаті океан накопичує протягом літа набагато більше енергії, ніж інші резервуари, і ця енергія віддається впродовж зими. Цей ефект зменшує амплітуду сезонних коливань температури над морем у порівнянні із сушею. Між областями суші, на які безпосередньо впливає океан (у середніх широтах через західні напрями вітру такими є області суші, розташовані на схід від океанів, наприклад Європа), та областями суші, які знаходяться далеко від моря, також спостерігається значна різниця між амплітудами сезонного циклу (див. рис. 2.16). Подібний аналіз показує, що на добовому масштабі часу акумуляція тепла землею, океаном та атмосферою має приблизно однаковий порядок.

Для коливань на часових масштабах від десятиліття до сторіччя, подібних потеплінню, що спостерігається з середини XIX століття, саме акумуляція тепла у верхньому шарі океану товщиною близько сотні метрів (а також на більших глибинах у районах формування *глибинної водної маси*) стримує швидкоплинні зміни температури (див. розд. 6).

На набагато довших часових масштабах, наприклад льодовикові—міжльодовикові періоди, необхідно враховувати повну глибину океану ( $\sim 4000$  м). В процесі танення льодяного по-

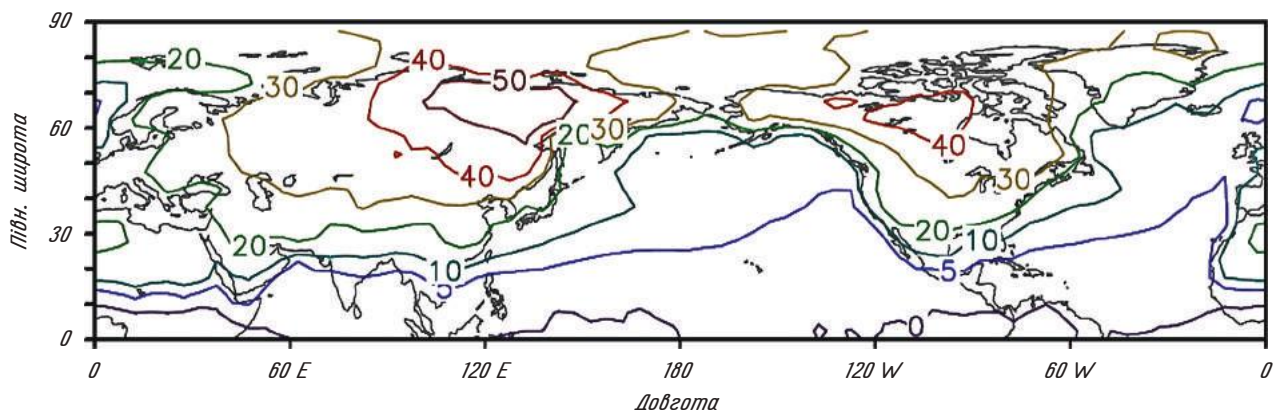


Рис. 2.16. Амплітуди сезонних коливань приземної температури (у °C) у Північній півкулі як різниця між середніми місячними температурами липня і січня. Джерело даних: база даних HadCRUT2 (Rayner et al., 2003)

криву, який відбувається більш швидкими темпами, ніж накопичення льоду на початку льодовикового періоду (див. розд. 5), порядок зміни середньої температури океану можна оцінити як 2 °C за 5000 років. Це відповідає значенню середнього потоку на поверхні океану  $0,03 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$  ( $= 4 \cdot 10^3 \text{ м} \times 10^3 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-3} \times 4 \cdot 10^3 \text{ Дж} \cdot \text{К}^{-1} \cdot \text{кг}^{-1} \times 3 \text{ }^\circ\text{C} / [5 \cdot 10^3 \times 365 \times 24 \times 3600 \text{ с}]$ ). Це демонструє, що зміни в океанській акумуляції тепла відіграють незначну роль, але на цих часових масштабах необхідно враховувати інерційність льодяних шапок.

**2.1.5.2. Перенос тепла.** У будь-якому місці накопичення тепла кліматичною системою не може компенсувати нестачу сумарного радіаційного потоку на верхній межі атмосфери і,

в річному масштабі, такий баланс майже повністю досягається за рахунок переносу тепла від областей з позитивним сумарним радіаційним потоком до регіонів з негативним сумарним радіаційним потоком. Якщо осереднити баланс вздовж широтних кіл (зональна середня), то ця величина буде характеризувати меридіональний перенос тепла від екваторіальних до полярних областей (рис. 2.17).

Цей направлений до полюсів перенос тепла на широті  $\phi$  можна оцінити, інтегруючи сумарний радіаційний потік на верхній межі атмосфери від Південного полюса до цієї широти  $\phi$

$$RT(\phi) = \int_{-\pi/2}^{\phi} \int_0^{2\pi} RF_{\text{TOA}}(\lambda, \phi') R^2 \cos \phi' d\lambda d\phi'. \quad (2.31)$$

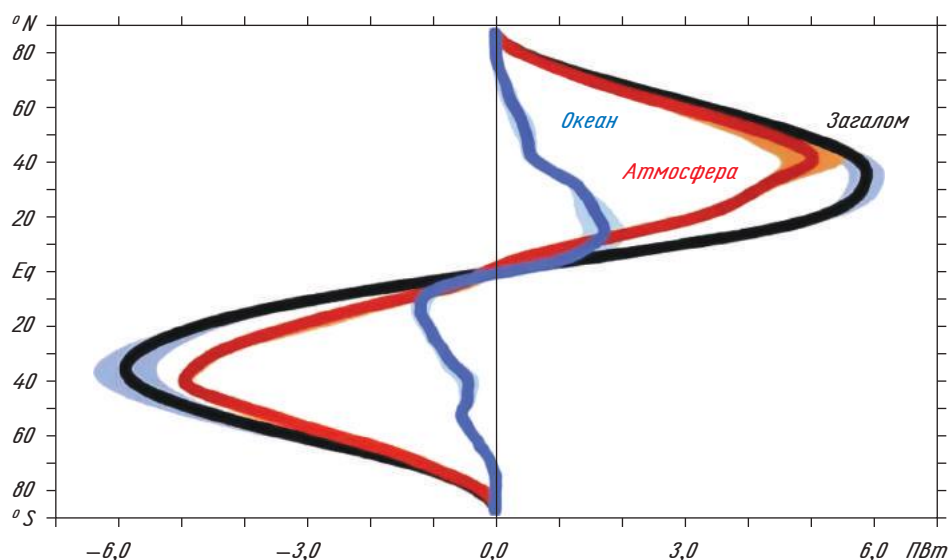


Рис. 2.17. Повний (RT) меридіональний перенос тепла в ПВт ( $10^{15}$  Вт) (чорний колір), необхідний для зрівноваження нестачі сумарного радіаційного потоку на верхній межі атмосфери, та його складові: сумарні меридіональні переноси тепла в океані (блакитний) та в атмосфері (червоний). Тінню відповідного кольору показано діапазон невизначеності розрахунків цих потоків. Позитивне значення на осі X відповідає потоку, направленому на північ. Джерело: Fasullo and Trenberth (2008)

Одержаний таким чином перенос тепла буде приблизно дорівнювати нулю на екваторі, зростаючи більш ніж до 5 ПВт на широтах біля 35°, а потім знову зменшуючись до нуля на полюсах (див. рис. 2.17). Горизонтальний перенос на континентальній поверхні є дуже незначним. Можна розділити цей повний потік на океанську та атмосферну складові. У цьому випадку можна побачити, що перенос тепла в атмосфері набагато більший, ніж в океані, окрім тропічних регіонів.

Енергія може переноситися як *тепловміст* або *ентальпія* ( $c_p T$ ), пов'язана з *внутрішньою енергією*, як *потенційна енергія* ( $gz$ ), як *приховане тепло* ( $Lq$ ) і як *кінетична енергія* ( $0,5u^2$ ), для одиниці маси повна енергія може бути виражена як:

$$E = c_p T + gz + L_v q + 0,5u^2, \quad (2.32)$$

де  $z$  — висота (або глибина),  $L_v$  — *питоме тепло конденсації*,  $q$  — *масова частка водяної пари*,  $u$  — швидкість переносу у резервуарі. Перенос кінетичної енергії набагато слабкіший, ніж інші потоки і тому ним загалом нехтують. В атмосфері враховуються всі три потоки, що залишилися, а в океані явно домінує перенос тепловмісту. Крім того, в деяких спеціальних випадках при локальному або регіональному аналізі у високих широтах необхідно враховувати додатковий член, що описує перенос прихованого тепла морським льодом і айсбергами.

У тропіках більша частина атмосферного міжширотного переносу тепла у напрямі до полюсів здійснюється за рахунок циркуляції у *комірках Хедлі*. І навпаки, в процесах переносу тепла від середніх до високих широт циркуляція в *комірках Фереля* відіграє набагато слабкішу роль, тут перенос головним чином здійснюється *атмосферними вихорами* (циклонами та антициклонами). В океані значна частина переносу

тепла до полюсів здійснюється за рахунок циркуляції, пов'язаної з поверхневими течіями, що генеруються вітрами, та глибоководної циркуляції, причому остання має домінуючу роль у тропіках. Роль *океанських вихорів відома* менше, але вони можуть бути істотним механізмом переносу тепла, як мінімум, в деяких регіонах (наприклад, Південний океан).

Горизонтальний перенос тепла, окрім його домінуючої ролі у зменшенні контрасту температури на Землі між екватором і полюсами (у порівнянні з планетою без океану й атмосфери), також зумовлює деякі відмінності розподілу температури на регіональному масштабі. Цей ефект можна виявити при аналізі відхилень локальної температури від зональної середньої температури. На рис. 2.18 зразу виділяються гористі області, наприклад, Тибетське плато, Скелясті гори та Гренландія, де температура набагато нижча, ніж в інших регіонах, розташованих на тій же широті. Проте також можна побачити явний вплив атмосферної циркуляції в холодних областях, наприклад у північно-східній Канаді. Це пояснюється тим, що в цьому регіоні домінують вітри з сильною північною складовою, тоді як північна Атлантика тепліша, частково через південно-західні вітри у цьому регіоні (див. п. 1.2).

Аналогічно над океаном вплив направлених на північ течій уздовж західних берегів (див. п. 1.3) загалом приводить до більш високих температур поверхні океану в районах біля 30—40° півн. ш. в західній частині басейну, ніж ті, що спостерігаються в його східній частині (де океанські течії приносять загалом більш холодну воду з півночі).

*Термохалінна циркуляція* є додатковим джерелом широтної асиметрії; так в Північній півкулі формування *глибинної водної маси* відбувається тільки в Північній Атлантиці, але подібний процес не спостерігається в північних районах

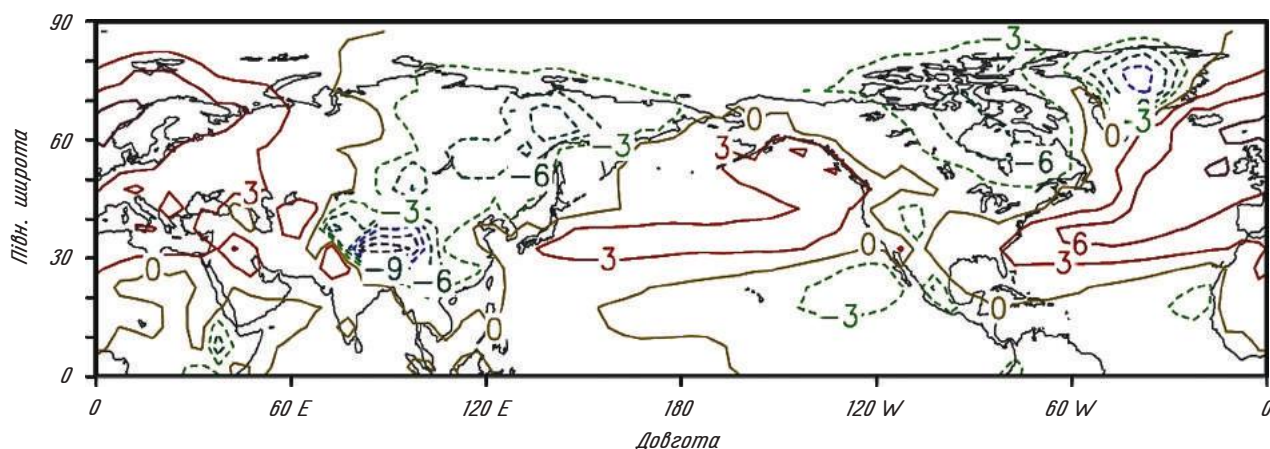


Рис. 2.18. Різниця між середньорічною приземною температурою і зональною середньою температурою (розрахована як різниця між середньорічною температурою, яка зміряна в конкретній географічній точці, та середньою температурою, яка одержана на такий же широті, але осереднена по всіх довготах). Джерело даних: база даних HadCRUT2 (Rayner et al., 2003)

Тихого океану (див. п. 1.3). Пов'язаний з цією циркуляцією перенос холодної води на південь на значних глибинах урівноважується за рахунок балансу маси відповідним переносом на північ теплої води в поверхневому шарі. Це приводить до сумарного океанського переносу в Північній Атлантиці близько 0,8 ПВт на широті 30° півн. ш. (тобто це удвічі більше, ніж значення переносу на тій же широті у ширшому Тихому океані). Термохалінна циркуляція також спричиняє направлений на північ океанський перенос тепла на всіх широтах в Атлантиці, навіть в Південній півкулі.

Цей океанський перенос тепла є однією з причин більш високих у порівнянні з іншими океанами температур, що спостерігаються в Північній Атлантиці. Вплив цього фактора особливо значний в Баренцовому морі та на півночі Норвегії. Завдяки океанському переносу тепла, ця область, розташована на північ від 70° півн. ш. (тобто на тій же широті, що і північна частина Аляски), залишається вільною від морського льоду протягом всього року.

Розрахунки за допомогою кліматичної моделі показали, що у разі припинення в Північній Атлантиці процесу формування глибоководних мас температура на широті 45° півн. ш. в Північній Атлантиці та в Західній Європі знизиться при-

близно на 3° С, тоді як в районах Баренцового моря та на півночі Норвегії щорічна середня температура зменшиться більш ніж на 15° С.

#### 2.1.6. Баланс тепла на підстильній поверхні

Як було вказано у п. 2.1.1, сонячне випромінювання, що надходить на горизонтальну підстильну поверхню, на верхній межі атмосфери дорівнює приблизно  $341 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ , і близько 30 % цієї енергії відбивається назад в космічний простір. Аналіз глобального теплового балансу Землі (рис. 2.19) показує, що більше ніж 70 % цього відбиття відбувається в атмосфері, переважно через присутність хмар і аерозолів. За залишок відбиття (близько 30 %) відповідає земна поверхня.

В той же час поглинання сонячного випромінювання більшою частиною відбувається в земній поверхні, яка поглинає у 2,5 рази більше сонячної енергії, ніж вся атмосфера. Це ясно показує, що нагрівання атмосфери головним чином походить від земної поверхні, а не через поглинання сонячного випромінювання в атмосфері. Ця важлива властивість кліматичної системи пояснює головні характеристики атмосфери Землі, зокрема вертикальний профіль температу-

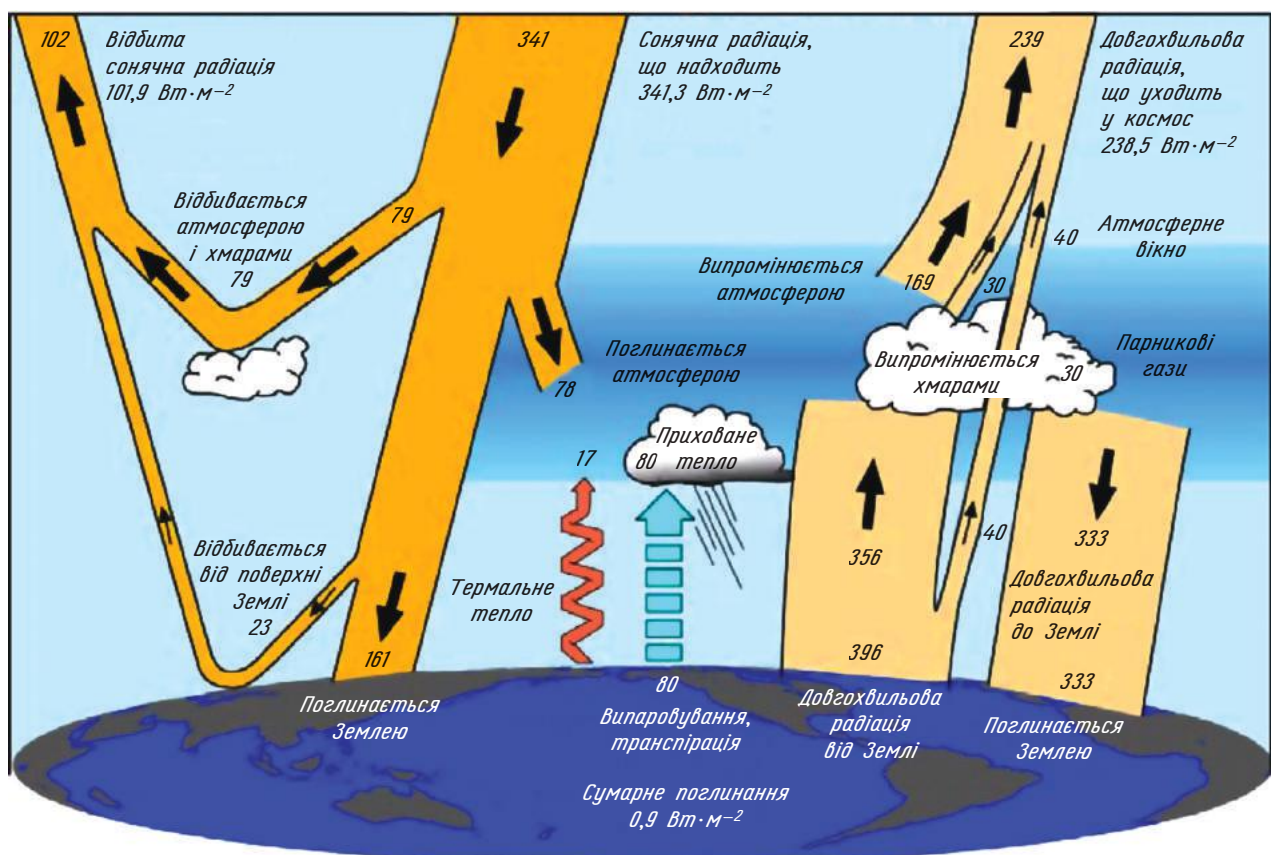


Рис. 2.19. Оцінка глобального середньорічного енергетичного балансу Землі для періоду з березня 2000 р. по травень 2004 р. (у  $\text{Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ ). Джерело: Trenberth et al. (2009)

ри і великомасштабну циркуляцію в атмосфері (див. п. 1.2).

*Потік довгохвильової радіації*, необхідний для урівноваження енергетичного балансу Землі на верхній межі атмосфери, випромінюється головним чином атмосферою та хмарами. Із загального обсягу  $396 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ , що випромінюється землею поверхнею, тільки  $40 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$  може безпосередньо вийти з глобальної кліматичної системи у космічний простір. Переважна частка довгохвильового випромінювання від підстильної поверхні поглинається атмосферними парниковими газами і повторно перевипромінюється у напрямі до земної поверхні, де низхідний потік довгохвильового випромінювання стає найбільшою складовою ( $333 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ ) приземного балансу тепла.

Окрім радіаційних потоків, земна поверхня та атмосфера обмінюються теплом через прямий контакт між поверхнею і повітрям (*потік тепловмісту* або *ентальпії* — конвективний та/або турбулентний), а також через випаровування і транспірацію. Дійсно, при випаровуванні (або сублімації) на земній поверхні *приховане тепло*, необхідне для цього фазового переходу, відбирається від поверхні, що веде до її охолодження. Далі водяна пара конденсується, переважно в процесі утворення хмар, і приховане тепло нагріває атмосферу. Це приводить до сумарної передачі маси і тепла від земної поверхні в атмосферу, як одного з головних елементів загальної циркуляції атмосфери.

Потоки ентальпії та прихованого тепла загалом оцінюються як функції швидкості вітру на вибраній висоті та різниці температури (для потоку тепловмісту  $F_{SH}$ ) або масової частки водяної пари (для потоку прихованого тепла  $F_{LH}$ ) на рівні земної поверхні та на вибраній висоті за допомогою класичних інтегральних аеродинамічних формул:

$$F_{SH} = \rho c_p c_h U_a (T_s - T_a), \quad (2.33)$$

$$F_{LE} = \rho L_v c_L U_a (q_s - q_a), \quad (2.34)$$

де  $U_a$ ,  $T_a$ ,  $q_a$  — швидкість вітру, температура повітря і масова частка водяної пари на вибраному рівні (звичайно це 2 або 10 м),  $T_s$  і  $q_s$  — приземна температура і масова частка водяної пари біля земної поверхні,  $c_h$  і  $c_L$  — інтегральні коефіцієнти аеродинамічного опору. Загалом, ці коефіцієнти є функціями стійкості *атмосферного граничного шару, шорсткості поверхні*, швидкості вітру та вибраної висоти. У більшості випадків  $c_h$  і  $c_L$  не дуже відрізняються один від одного та їх значення лежать в діапазоні від  $1 \cdot 10^{-3}$  до  $5 \cdot 10^{-5}$ . Найбільші значення спостерігаються в нестійких примезових шарах над найгрубішими поверхнями, де генеруються сильні турбулентні рухи, завдяки чому відбувається більш інтенсивний обмін між підстильною по-

верхнею і повітрям, ніж при більш стійкій стратифікації примежового шару атмосфери.

Масова частка водяної пари,  $q_s$ , над вологою підстильною поверхнею звичайно дуже близька до насичення. Тому можна скористатися *рівнянням Клаузіуса—Клайперона*, згідно з яким кількість водяної пари в повітрі у стані насичення сильно залежить від температури. Наприклад, кількість водяної пари, яка може утримуватися в атмосфері при температурі  $20^\circ\text{C}$ , втричі більша, ніж при  $0^\circ\text{C}$ . Саме тому випаровування і потік прихованого тепла в низьких широтах набагато більший, ніж у високих.

Таким чином, у низьких широтах потік прихованого тепла більший, ніж потік тепловмісту, а у високих широтах над океаном ці два потоки звичайно мають однаковий порядок значень. Співвідношення між потоками ентальпії та прихованого тепла звичайно виражається як *число Боуена* (Bo)

$$Bo = \frac{F_{SH}}{F_{LE}}. \quad (2.35)$$

Над поверхнями суші потік прихованого тепла є функцією доступної вологи, і над сухими поверхнями число Bo може бути набагато вищим за одиницю.

Наведений на рис 2.19 глобальний баланс тепла Землі як планети можна також розрахувати для будь-якої вибраної поверхні на Землі. Для цього можна використати метод, за яким раніше розраховувалися значення  $T_s$ . Розглянемо одиничний об'єм на поверхні Землі площею основи  $1 \text{ м}^2$  і товщиною  $h_{su}$  (див. рис. 2.20).

Передбачається, що товщина  $h_{su}$  достатньо мала, щоб з необхідною точністю виконувалося припущення, згідно з яким в шарі  $h_{su}$  температура постійна і дорівнює  $T_s$ . Тепловий баланс цього об'єму можна тоді виразити як:

$$\rho c_p h_{su} \frac{\partial T_s}{\partial t} = (1 - \alpha) F_{sol} + F_{IR\downarrow} + F_{IR\uparrow} + F_{SH} + F_{LE} + F_{cond}. \quad (2.36)$$

Ліва сторона рівняння (2.36) описує накопичення теплової енергії в шарі  $h_{su}$  (див. п. 2.1.5), а у правій частині рівняння зосереджені потоки енергії.

Так,  $F_{sol}$  — потік сонячної радіації, що надходить на цю поверхню; він є функцією кількості сонячного випромінювання, що надходить на верхню межу атмосфери, і прозорості атмосфери (яка пов'язана з присутністю хмар, аерозолів, вологості повітря і т. д.). Частина цього потоку, що дорівнює  $\alpha \times F_{sol}$ , відбивається поверхнею і не поглинається.  $F_{IR\downarrow}$  — *низхідний потік довгохвильового випромінювання*, що надходить на підстильну поверхню. Цей потік формується за рахунок емісії інфрачервоного випромінювання з різних рівнів атмосфери. Тому

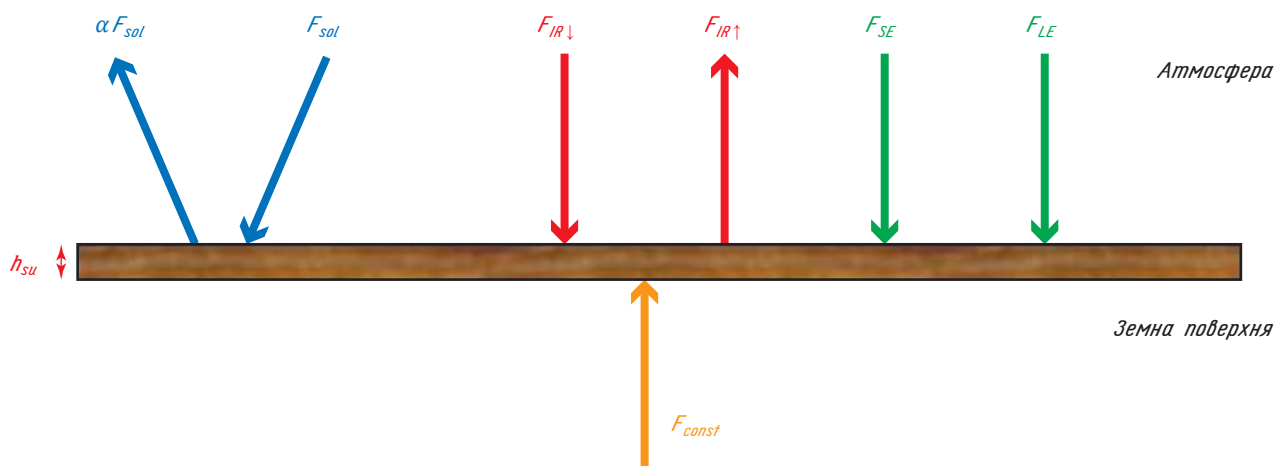


Рис. 2.20. Тепловий баланс поверхні. Джерело: Goosse H. et al. (2009)

він є комплексною функцією вертикальних профілів температури і вологості в атмосфері, кількості та висоти хмар, наявності різних парникових газів (у додаток до водяної пари) і т. п. Потік довгохвильового випромінювання, направлений вгору,  $F_{IR\uparrow}$  можна обчислити за допомогою закону Стефана—Больцмана, тоді як потоки  $F_{SH}$  і  $F_{LE}$  розраховуються через рівняння (2.33) і (2.34).

Тепловий потік,  $F_{cond}$ , направлений до поверхні з глибинних шарів Землі, за фізичною природою пов'язаний з теплопровідністю. Для твердих середовищ (наприклад, ґрунт або лід) його можна описати за допомогою закону Фур'є, в океані цей потік залежить від динаміки океанського придонного шару.

Крім цього, якщо середовище розглядуваної поверхні (частково) прозоре, частина випромінювання, що надходить, не поглинається в шарі товщиною  $h_{su}$  і, тому її необхідно відняти від величини  $(1 - \alpha \cdot F_{sol})$  в рівнянні (2.36). Для інших течій обміни здійснюються у дуже вузькому шарі, і тому вони можуть розглядатися як виключно поверхневі процеси.

Рисунок 2.20 відображає відносно просту ситуацію, коли підстильна поверхня (тобто інтерфейс між атмосферою і нижче розташованим середовищем) може бути чітко визначена. В умовах складної місцевості з дуже грубою топографією, наприклад над лісами або міськими територіями, визначення нижньої межі атмосфери є більш складною задачею. Розрахунки приземних потоків у цих областях є дуже складною проблемою, яка зараз інтенсивно досліджується.

Коли на підстильній поверхні присутній сніг або лід, температура  $T_s$  не може бути вищою, ніж температура замерзання води. Внаслідок цього рівняння (2.36) виконується доки  $T_s$  залишається нижче точки замерзання. Коли відбувається танення на підстильній поверхні (тобто коли  $T_s$  дорівнює температурі танення льоду),

у праву частину рівняння (2.36) повинен бути доданий додатковий член, який описує витрати прихованого тепла на танення, необхідні для підтримання температури незмінною.

## 2.2. ГІДРОЛОГІЧНИЙ ЦИКЛ

Як вже обговорювалося в п. 2.1, водний або гідрологічний цикл виконує важливу роль в енергетичному балансі Землі. Так, він має значний вплив на радіаційний баланс: водяна пара є найголовнішим парниковим газом в атмосфері (див. п. 2.1.2); присутність снігу і льоду сильно змінює альbedo підстильної поверхні (див. табл. 1.3, пп. 2.1.4 і 4.2.3); хмари впливають на потоки як довгохвильової, так і короткохвильової радіації (див. пп. 2.1.4, 2.1.6 і 4.2.2). Крім того, вода є істотним переносником енергії: приховане тепло, що вивільнюється при конденсації водяної пари, є домінуючим джерелом нагрівання атмосфери (див. п. 2.1.6); перенесення водяної пари в атмосфері та води з різною температурою в океані є істотними чинниками горизонтального переносу тепла (див. п. 2.1.5.2).

Гідрологічний цикл також є істотним фактором формування природного середовища на Землі, наявність води є критичним чинником для всього живого, а також для багатьох хімічних реакцій і перетворень, що впливають на фізичне середовище. Тому вивчення різних складових гідрологічного циклу та аналіз механізмів обміну водою між різними резервуарами є важливими елементами кліматології.

Безумовно, найбільший на Землі резервуар води розташований в земній корі, де за оцінками знаходиться близько  $10^{22}$  кг води (що відповідає до  $10^{19}$  м<sup>3</sup> води при приземному тиску, тобто приблизно в 10 разів більше, ніж в океанах, другому найбільшому водному резервуарі). Про-

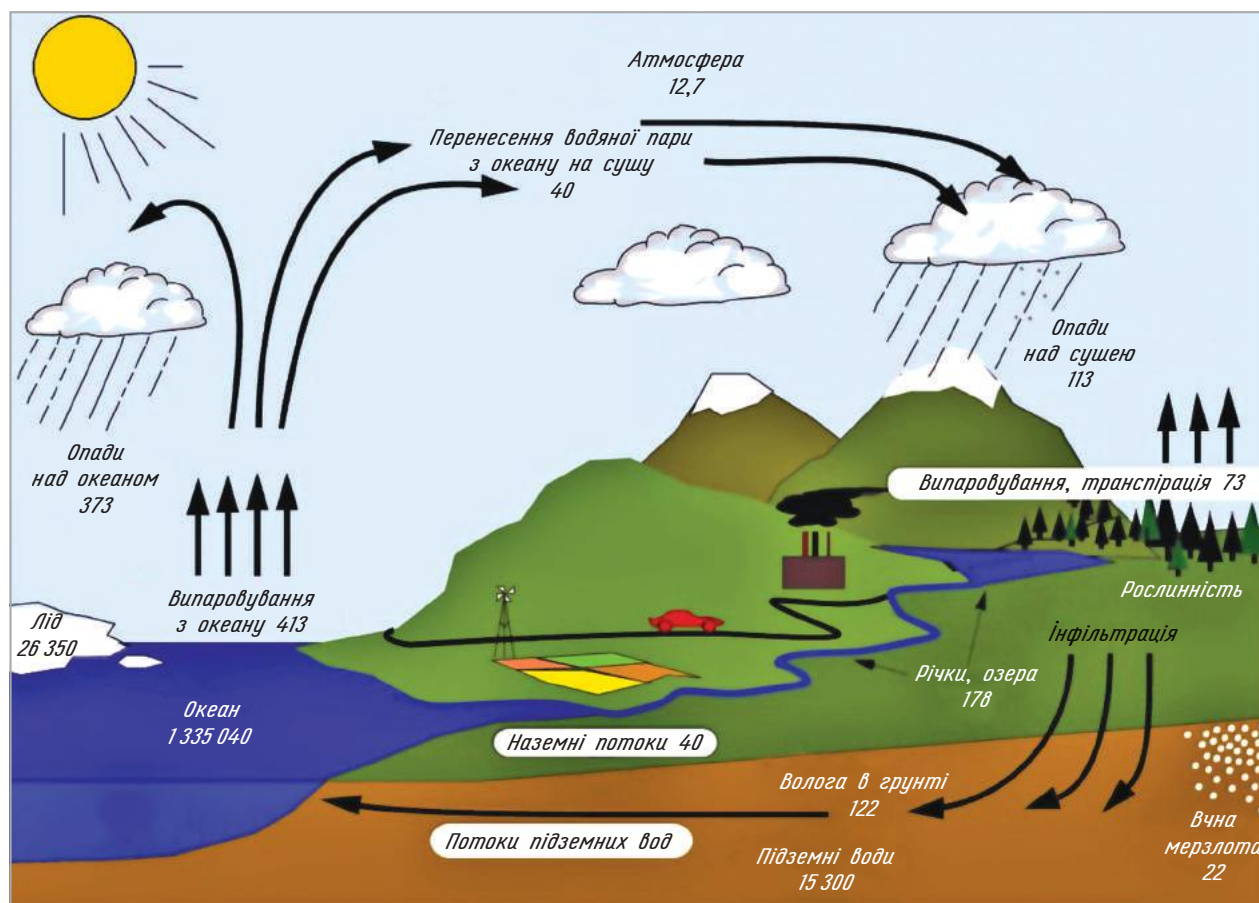


Рис. 2.21. Довготерміновий середній глобальний гідрологічний цикл. Оцінки вмісту головних резервуарів води наведені білим кольором (напр., *волога в ґрунті*) в  $10^3 \text{ км}^3$ , а оцінки значень потоків між резервуарами наведені чорним кольором (напр., *наземні потоки*) в  $10^3 \text{ км}^3/\text{рік}$ . Джерело: Trenberth et al. (2007)

те обмін між глибокими шарами Землі та іншими резервуарами є настільки повільним, що підземний резервуар має дуже слабкий вплив на поверхневий гідрологічний цикл, і тому за звичаєм не береться до уваги в оцінках глобального гідрологічного циклу (рис. 2.21).

Великі об'єми води також зберігаються у формі льоду, переважно в Гренландському та Антарктичному льодяних щитах (див. п. 1.4). Навпаки, в атмосфері знаходиться найменша кількість води. Так, якщо всю воду, яка знаходиться в атмосфері, тобто  $12,7 \cdot 10^3 \text{ км}^3$ , осадити на поверхню Землі, то це буде відповідати близько 2,5 см опадів ( $= 12,7 \cdot 10^3 \text{ км}^3 / (4\pi R^2)$ ). Фактична кількість опадів на поверхню Землі, яка дорівнює близько 1 м за рік (п. 1.2), свідчить про те, що вода в атмосфері дуже швидко обертається. Головним механізмом такого обертання є випаровування над океаном та над сушею. Більшість води, яка випаровується над океанами, випадає назад у вигляді опадів (так само як й вода, яка випаровується над сушею, випадає знову на сушу), але також існує перенос в атмосфері води з океанських районів до суші. Цей перенос сумарно відповідає приблизно 35 % загальної кількості опадів над сушею і компенсується

головним чином наземним потоком води (переважно річковий стік) з суші до океану.

Згідно з рівнянням Клаузіуса—Клайперона (див. п. 2.1.6) інтенсивне випаровування відбувається в теплих екваторіальних областях і в тропіках. В екваторіальних областях через турбулентну конвергенцію в приземному шарі та направлені вгору вертикальні рухи (див. п. 1.2) вологе приземне повітря підіймається догори, при цьому охолоджуючись. Це призводить до конденсації, утворення хмар і великої кількості опадів у цих районах (див. рис. 1.7). Тому в екваторіальних областях на підстильній поверхні завдяки високій температурі та значній швидкості випаровування опади переважають випаровування (тобто мають місце від'ємні значення різниці  $(E - P)$ , див. рис. 2.22).

У субтропіках, навпаки, різниця  $(E - P)$  є явно додатною через загальну картину *низхідних рухів* у цих широтах. На середніх та високих широтах при зональному осередненні значення  $(E - P)$  знову стають від'ємними внаслідок сумарного переносу вологи з тропічних областей.

Дисбаланс водного циклу над сушею загалом невеликий і компенсується річковим стоком,  $R_{\text{riv}}$  (при довготерміновому осередненні  $R_{\text{riv}}$  приблизно

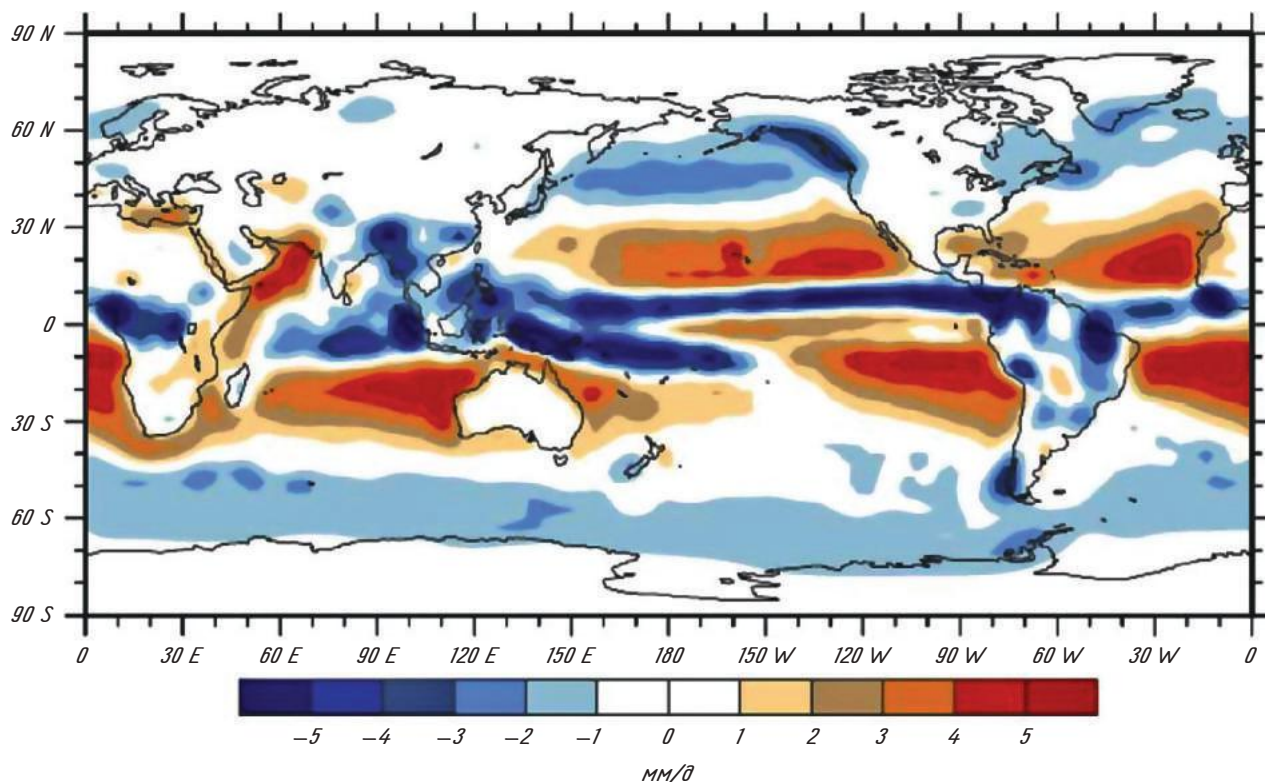


Рис. 2.22. Довготерміновий середньорічний баланс (в мм за добу) між випаровуванням та опадами ( $E - P$ ), що базується на даних реаналізу ERA-40. На цьому рисунку наведені головні особливості балансу  $E - P$ , але через велику частку невизначеності, що залишається, наведені значення не слід розглядати як кількісний аналіз. Є також деякі райони невизначеності над сушею, зокрема, там, де показано сумарний позитивний баланс (загалом над сушею повинні спостерігатися його від'ємні значення, оскільки там є позитивний річковий стік). Джерело: Trenberth et al. (2007)

но дорівнює  $P - E$ ), який повертає воду до океану. Через топографію суші цей річковий стік є важливим елементом водного балансу для деяких океанічних резервуарів. Наприклад, Північний Льодовитий океан одержує близько 10 % всього річкового стоку (переважно від російських річок), хоча об'єм цього океану становить тільки близько 3 % Світового океану. Це частково пояснює, чому в Арктиці відносно прісний поверхневий шар океану (див. рис. 1.11).

Над поверхнею океану дисбаланс водного циклу більший, ніж над сушею, внаслідок того, що сумарний океанський перенос води, який компенсує цей дисбаланс, набагато більш ефективний (і набагато більший), ніж перенос води, пов'язаний з річковим стоком. Цей сумарний океанський перенос урівноважує значний атмосферний винос вологи із субтропіків до екваторіальних регіонів, а також до середніх і високих широт. У деякому відношенні сумарний меридіональний перенос води і зв'язаний з ним перенос енергії в атмосфері можливі тільки тому, що перенос води в океані може компенсувати поверхневий дисбаланс вологи за рахунок потоків  $E - P$ .

Сумарний океанський перенос води здатний також урівноважити зональний перенос вологи в атмосфері. Зокрема, завдяки високим значен-

ням  $E - P$  Атлантичний океан являє собою резервуар, де відбувається сумарне випаровування, і таким чином в ньому більша солоність поверхневого шару, ніж у Тихому океані, де інтегральний баланс  $E - P$  над цілим резервуаром є від'ємним (див. рис. 1.11). В результаті глобальна океанська циркуляція повинна генерувати сумарний перенос води з Тихого океану в Атлантичний, щоб досягти балансу води в обох резервуарах.

## 2.3. ВУГЛЕЦЕВИЙ ЦИКЛ

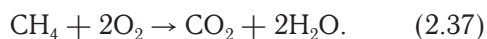
### 2.3.1. Короткий огляд сучасного стану

Під обмінами між різними складовими кліматичної системи ми розуміємо обмін теплом, енергією (п. 2.1), молекулярний обмін, як, наприклад, водяною парою ( $H_2O$ ) у різних фазових станах (п. 2.2), а також обміни, що включають хімічні перетворення. Цей останній вид обміну може включати такі елементи, як, наприклад, кисень, азот, фосфат і сірка, але з кліматичної точки зору одним з найголовніших циклів

є вуглецевий цикл, тому що він включає зміни у часі атмосферної концентрації двох найважливіших парникових газів (п. 2.1.2): вуглекислого газу (CO<sub>2</sub>) і метану (CH<sub>4</sub>).

Суттєве зростання концентрації цих двох газів в атмосфері у сучасну епоху — одна з головних таких змін, і вона пов'язана з людською діяльністю (див. розд. 6). Концентрація вуглекислого газу зросла від майже 280 ppm в 1800 році до 394 ppm в 2012 році. Оскільки CO<sub>2</sub> відносно сталий газ, він в атмосфері добре перемішаний і його концентрація в атмосфері є приблизно однаковою (звісно, це не стосується областей, де відбувається значний обмін цим газом між атмосферою та біотою). Обміни CO<sub>2</sub> між атмосферою і біотою також зумовлюють слабкий сезонний цикл, виявлений в спостереженнях на станції Мауна-Лоа (Гавайї, США) (рис. 2.23).

Метан CH<sub>4</sub> більш хімічно активний газ, ніж CO<sub>2</sub> і може окислятися, створюючи CO<sub>2</sub> і H<sub>2</sub>O,



Його концентрація в атмосфері нижча, ніж концентрація CO<sub>2</sub>, але і вона зросла за останні 150 років від 725 ppb до 1819 ppb. В природних умовах метан виробляється в процесі анаеробних перетворень органічної речовини в озерах

і болотах. Він також вивільняється в атмосферу завдяки людським діям, таким, наприклад, як шахтні копалини, паління біомаси, видобуток газу, а також вирощування рису і крупної рогатої худоби, яка в процесі життєдіяльності (при перетравленні трави) виділяє метан.

У порівнянні з осадовими породами, океаном і земною біосферою (яка включає неживу органічну речовину, наприклад вуглець ґрунту) атмосфера є відносно невеликим резервуаром вуглецю (див. рис. 2.24). Зокрема, більше ніж  $50 \cdot 10^6$  ГтС (Гігатон вуглецю або, що рівноцінно ПгС, Петаграм вуглецю) сконцентровано в земній корі. Це у 1000 разів більше у порівнянні з кількістю вуглецю, зосередженого в океані, більше у 20 тис. разів у порівнянні з кількістю вуглецю в ґрунті та більше ніж у 50 тис. разів у порівнянні з кількістю вуглецю в атмосфері. Проте зміни у концентрації вуглецю в осадових породах є дуже малими, і зв'язані з ними потоки набагато менші, ніж ті, що існують між океаном, атмосферою і ґрунтом.

Вважається, що перед індустріальною епоєю (тобто перед 1750-ми роками) обміни між різними резервуарами були близькі до рівноваги. Проте протягом минулих 150 років завдяки антропогенним викидам вуглецю, переважно за рахунок згорання органічного пального, та змінам

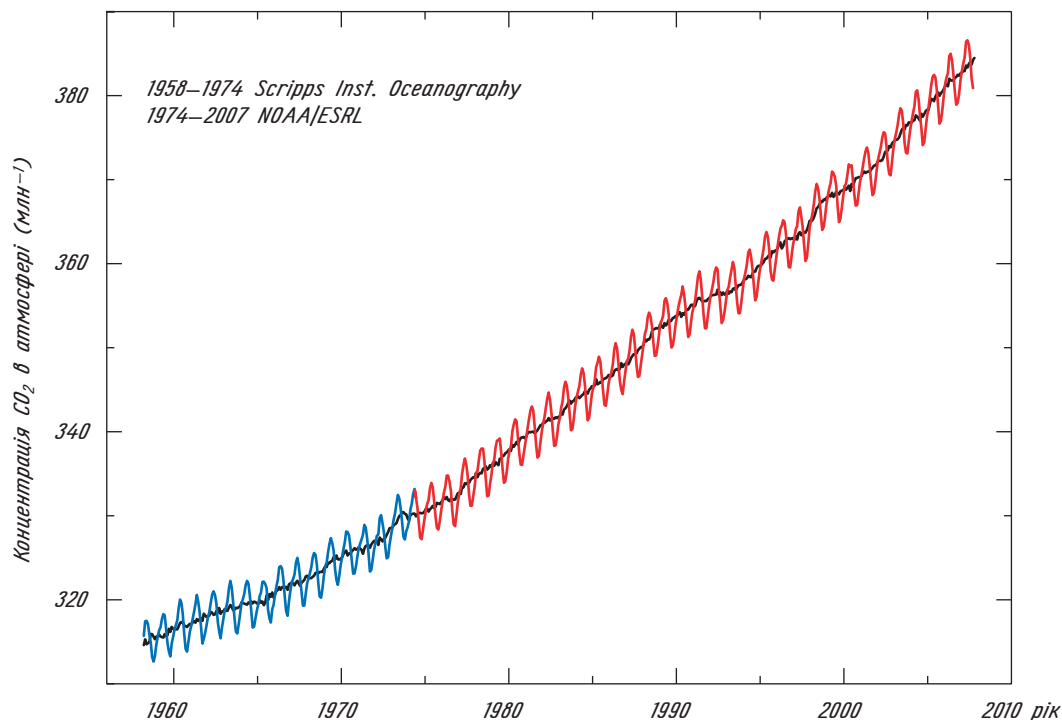


Рис. 2.23. Середньомісячна концентрація (у ppm) вуглекислого газу в атмосфері, за даними обсерваторії Мауна-Лоа, Гавайї. Спостереження були розпочаті С. David Keeling з Scripps Institution of Oceanography в березні 1958 р. (блакитний колір). NOAA запустила власні вимірювання концентрації CO<sub>2</sub> у травні 1974 р. (червоний колір). Крива чорного кольору — виправлені дані, сезонно осереднені по 6-місячному інтервалу. Джерело: Dr. Pieter Tans, NOAA/ESRL ([www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/co2\\_data\\_flux\\_rev1.html](http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/co2_data_flux_rev1.html))

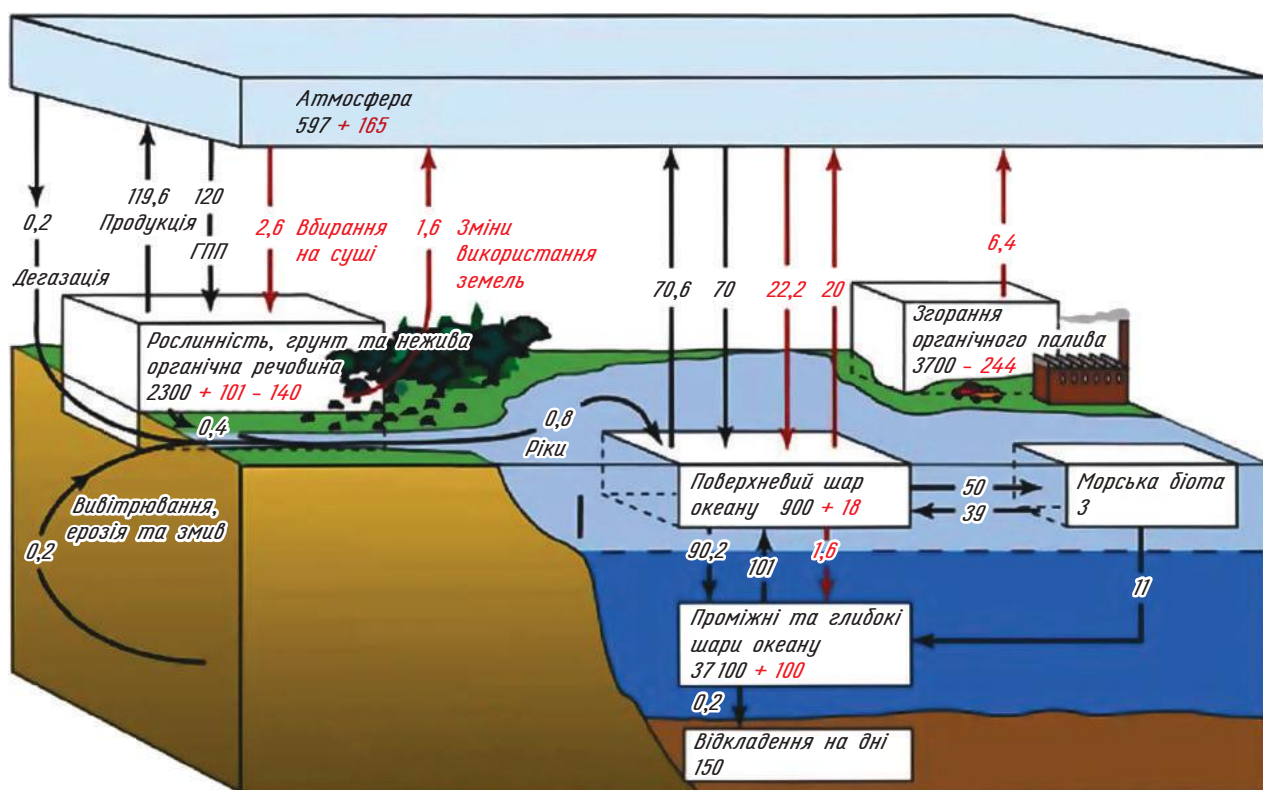


Рис. 2.24. Глобальний вуглецевий цикл за 90-ті роки XX століття, на рис. наведені головні річні потоки в ГтС/р: передіндустріальні «природні» потоки показані чорним кольором, а «антропогенні» потоки — червоним кольором. Кількість вуглецю, що зберігається у глибоких відкладах і в земній корі, оцінюють приблизно в  $50 \cdot 10^6$  ГтС. Джерело: Denman et al. (2007) з використанням зміненої легенди, що опублікована в *Climate Change 2007*

у землекористуванні (процеси вирубки лісу і агрокультури) потік вуглецю в атмосферу значно зріс. Приблизно 43 % антропогенного вуглецю, вивільненого людством дотепер, залишилося в атмосфері, що пояснює збільшення концентрації атмосферного  $\text{CO}_2$ , яке спостерігається. Інша частина антропогенного вуглецю поглинена океаном (близько 28 %) та землею біосферою (близько 29 %).

### 2.3.2. Океанський вуглецевий цикл

Потік  $\text{CO}_2$  між океаном і атмосферою відбувається у випадках, коли порушується рівновага між вмістом  $\text{CO}_2$  в поверхневому шарі океану та концентрацією  $\text{CO}_2$  в атмосфері.

Потік  $\Phi^{\text{CO}_2}$  з океану до атмосфери або навпаки пропорційний градієнту  $\text{CO}_2$  між двома резервуарами і його можна обчислити як функцію різниці парціального тиску  $p^{\text{CO}_2}$  між двома середовищами

$$\Phi^{\text{CO}_2} = k^{\text{CO}_2} (p_W^{\text{CO}_2} - p_A^{\text{CO}_2}), \quad (2.38)$$

де індекси A і W позначають повітря і морську воду відповідно,  $k^{\text{CO}_2}$  — коефіцієнт переносу,

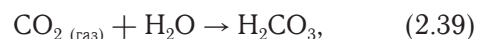
який значно залежить від швидкості вітру. В рівновазі  $p_W^{\text{CO}_2}$  очевидно дорівнює  $p_A^{\text{CO}_2}$ .

Оскільки приземна концентрація  $\text{CO}_2$  в атмосфері є приблизно однаковою по всій Землі, розподіл потоків переважно залежить від океанського  $p^{\text{CO}_2}$ . Перенасичені зони, де парціальний тиск  $\text{CO}_2$  у морській воді вищий, ніж в повітрі, мають додатний потік від океану до атмосфери. У сучасних умовах така ситуація спостерігається в тропічних регіонах, особливо в східній екваторіальній частині Тихого океану (див. рис. 2.25).

З іншого боку, в областях, де парціальний тиск  $p_W^{\text{CO}_2}$  нижчий від  $p_A^{\text{CO}_2}$ , як, наприклад, у середніх та високих широтах навколо  $40^\circ$ — $60^\circ$  в обох півкулях (за винятком північних районів Тихого океану), відбувається потік  $\text{CO}_2$  від атмосфери до океану, тобто  $\text{CO}_2$  перетікає з атмосфери до океану.

#### 2.3.2.1. Неорганічний вуглецевий цикл.

Коли газ  $\text{CO}_2$  перетікає з атмосфери до океану, він негайно вступає в хімічну реакцію з водою з формуванням вуглекислоти ( $\text{H}_2\text{CO}_3$ ), яка потім розпадається до утворення іонів бікарбонату ( $\text{HCO}_3^-$ ) та карбонату ( $\text{CO}_3^{2-}$ ):





Сума цих трьох форм вуглецю часто називається як *розчинений неорганічний вуглець* (DIC):

$$\text{DIC} = [\text{H}_2\text{CO}_3] + [\text{HCO}_3^-] + [\text{CO}_3^{2-}]. \quad (2.42)$$

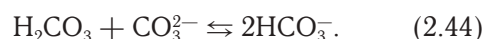
Реакції (2.39—2.41) є такими швидкими, що з достатнім наближенням можна вважати, що три складові завжди знаходяться в рівновазі. Тоді можна використати взаємовідношення рівноваги між різними молекулами, залученими у реакцію (2.39), для визначення *розчинності* ( $K_{\text{H}}$ )  $\text{CO}_2$ , яка зв'язує концентрацію вуглекислоти з парціальним тиском вуглекислого газу ( $p^{\text{CO}_2}$ ),

$$K_{\text{H}} = \frac{[\text{H}_2\text{CO}_3]}{p^{\text{CO}_2}}. \quad (2.43)$$

За визначенням, для урівноваження атмосферного парціального тиску  $p^{\text{CO}_2}$  в океані при високій розчинності необхідна більша кількість вуглекислоти, ніж при низькій розчинності. Тоді перенос  $\text{CO}_2$  між океаном і атмосферою (рівняння 2.38) можна легко виразити як функцію  $[\text{H}_2\text{CO}_3]$  за допомогою формули (2.43).

У свою чергу, у морській воді рівновага між різними формами вуглецю існує у випадку, коли приблизно 90 % розчиненого неорганічного вуглецю знаходиться у формі бікарбонату, близько 10 % — у формі карбонату і тільки 0,5 % —

у формі вуглекислоти. Така перевага іонів карбонату і бікарбонату пояснює, чому океан може зберігати набагато більше вуглецю, ніж атмосфера, тоді як такого ефекту не існує для інших газів (як, наприклад, кисень), які мають подібну до  $\text{CO}_2$  розчинність. До того ж реакції (2.39—2.41) показують, що атмосферний  $\text{CO}_2$  повинен урівноважити всю суму DIC, а не тільки  $\text{H}_2\text{CO}_3$ . Через те, що у DIC превалюють складові  $\text{HCO}_3^-$  і  $\text{CO}_3^{2-}$ , на обмін  $\text{CO}_2$  між океаном та атмосферою суттєво впливає концентрація цих іонів. Наприклад, за існуючими оцінками тільки 1 молекула  $\text{CO}_2$  з 20, що надходять в океан, перебуває у формі  $\text{H}_2\text{CO}_3$ , а переважна більшість вступає в реакцію з  $\text{CO}_3^{2-}$ , формуючи  $\text{HCO}_3^-$ , які є домінуючими складовими DIC,



Таким чином, потоки  $\text{CO}_2$  між океаном та атмосферою сильно залежать від наявності іонів  $\text{CO}_3^{2-}$ . Крім того, через те, що тільки мала частина  $\text{CO}_2$ , яка надходить з атмосфери, залишається у вигляді  $\text{H}_2\text{CO}_3$  і впливає на  $p^{\text{CO}_2}$  у океані, час, необхідний для досягнення рівноваги між вмістом  $\text{CO}_2$  в океані та атмосфері, становить приблизно 6 місяців, що у 20 разів довше, ніж у випадку, якщо б ці реакції не були такими активними.

Як було показано у реакціях (2.40) та (2.41), дисоціація  $\text{H}_2\text{CO}_3$  призводить до того, що вода

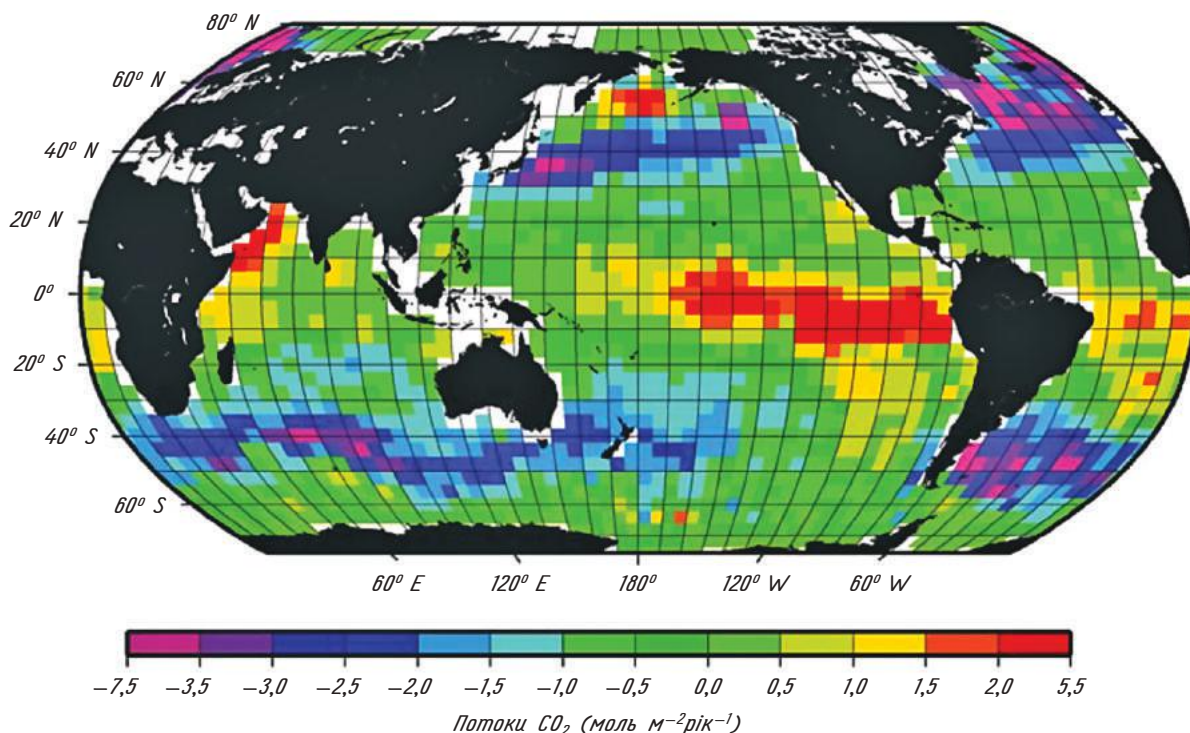


Рис. 2.25. Оцінки потоків  $\text{CO}_2$  між океаном та атмосферою. Джерело: Denman et al. (2007) з використанням зміненої легенди, що опублікована в *Climate Change 2007*. Засновано на роботі T. Takahashi, доступний за адресою [http://www.ldeo.columbia.edu/res/pi/CO2/carbondioxide/pages/air\\_sea\\_flux\\_rev1.html](http://www.ldeo.columbia.edu/res/pi/CO2/carbondioxide/pages/air_sea_flux_rev1.html)

стає більш кислотною. Цей ефект звичайно вимірюється через *лужність* (Alk), яка визначається як надлишок основи над кислотою у воді

$$\text{Alk} = [\text{HCO}_3^-] + 2[\text{CO}_3^{2-}] + [\text{OH}^-] - [\text{H}^+] + [\text{B}(\text{OH})_4^-] + \text{незначні основи}, \quad (2.45)$$

де  $[\text{B}(\text{OH})_4^-]$  — іон борату. Загальна лужність визначається домінуванням іонів бікарбонату і карбонату, що означає тісний зв'язок, який існує між Alk та концентрацією у воді трьох форм вуглецю. З іншого боку, зміни в загальній лужності або в кислотності океану можуть мати сильний вплив на рівновагу реакцій (2.40) і (2.41). Наприклад, якщо Alk зменшується (тобто середовище стає більш кислотним), рівновага реакцій (2.40) і (2.41) буде зміщуватися у напрямі утворення більшої кількості  $\text{H}_2\text{CO}_3$  і  $\text{CO}_3^{2-}$ , збільшуючи концентрацію  $\text{H}_2\text{CO}_3$ , і відповідно  $p^{\text{CO}_2}$ , що потенційно впливає на потоки між атмосферою та океаном. Оцінки цього ефекту дають зростання  $p^{\text{CO}_2}$  на 10 % при зменшенні значення Alk на 1 %.

У відповідності з цим, можна повернутися до рис. 2.25 і спробувати пояснити розподіл потоків  $\text{CO}_2$  між атмосферою та океаном. Розчинність  $\text{CO}_2$ , тобто константа рівноваги реакції (2.39), сильно залежить від температури. Наприклад, якщо частинка води з течією переміщується на північ, вона охолоджується і має поглинати атмосферний  $\text{CO}_2$ ; якщо ж частинка води теплішає, то вона вивільнює  $\text{CO}_2$  до атмосфери. Загалом цей ефект приводить до додатних потоків між океаном та атмосферою в тропічних регіонах і до від'ємних — у високих широтах, як це показано на рис. 2.25.

**2.3.2.2. Біологічні конвеєри.** Біологічні процеси, окрім чисто теплового ефекту, також відіграють істотну роль у розподілі приземних потоків  $\text{CO}_2$  за рахунок впливу на DIC і Alk. Перша важлива реакція — *фотосинтез*, в якому фітопланктон поглинає сонячне випромінювання для формування органічної речовини з  $\text{CO}_2$  і води:



З іншого боку, органічна речовина може розщеплюватися в процесі дихання та повторної мінералізації розчиненої органічної речовини і детриту; за рахунок цього формується *неорганічний вуглець* (зворотний процес фотосинтезу).

Реакція (2.46) є надзвичайно спрощеним представленням складних біологічних процесів, пов'язаних з фотосинтезом. Зокрема, тут приховано, що для генерації органічної речовини фітопланктону потрібні поживні речовини (переважно мінеральні форми азоту та фосфору), а також у незначній кількості такі елементи, як залізо. Через те, що загалом ці поживні речовини ма-

ють низьку концентрацію в поверхневому шарі, де для фотосинтезу доступне світло, часто саме їх концентрація є обмежуючим фактором біологічної продукції.

Розчинена органічна речовина переноситься океанічними течіями, а зависла частка (детрит) осаджується з поверхневого шару, оскільки її густина більша, ніж у воді. Сумарний низхідний потік вуглецю, пов'язаний з таким переносом органічної речовини, називається *насосом* (або *конвеєром*) *поживних речовин*. Таким чином, істотна частина повторної мінералізації відбувається в глибоких шарах, де за рахунок цього зростає DIC і створюються нові поживні речовини. Звідтіля вони піднімаються до поверхні, за рахунок чого поверхнева концентрація поживних речовин знову зростає, що загалом веде до високої біологічної продуктивності, як це спостерігається, наприклад, біля побережжя Перу і Мавританії.

Другий важливий біологічний процес пов'язаний з продукцією карбонату кальцію (у формі *кальциту* або *арагоніту*) різними істотами, зокрема при формуванні їх твердої оболонки



Цей процес впливає як на DIC, так і на Alk і тому може мати велике значення для вуглецевого циклу. Наприклад, генерація  $\text{CaCO}_3$  призводить до зменшення Alk (див. рівняння 2.45), що в свою чергу веде до зростання океанського  $p^{\text{CO}_2}$  і скорочує поглинання океаном атмосферного  $\text{CO}_2$ . Цей механізм, іншими словами, полягає у тому, що продукція  $\text{CaCO}_3$  зменшує концентрацію  $\text{CO}_3^{2-}$  в океані, внаслідок цього зменшується доступність цих іонів для реакції з  $\text{H}_2\text{CO}_3$ , яка генерує  $\text{HCO}_3^-$  (реакція 2.44), що у свою чергу веде до зростання  $[\text{H}_2\text{CO}_3]$  і  $p^{\text{CO}_2}$ .

Розпад кальцитів і арагонітів відбувається переважно на значній глибині (див. п. 4.3.1), куди випадають частинки і мертві організми. Це веде до перенесення Alk і DIC вниз, цей процес має назву *карбонатного конвеєра* (*насосу*). Третій конвеєр, що називається *насосом розчинності*, пов'язаний з опусканням у високих широтах холодної поверхневої води, яка відрізняється відносно високою розчинністю  $\text{CO}_2$  і тому високим DIC, до великих глибин. Всі ці низхідні потоки компенсуються направленим вгору переносом неорганічного вуглецю океанською циркуляцією.

Завдяки наявності трьох конвеєрів, що стисло описані вище, в океані на глибинах DIC майже на 15 % вищий, ніж в поверхневому шарі. У формуванні цього вертикального градієнта найбільшу роль відіграє конвеєр поживних речовин. Такий розподіл DIC має суттєвий вплив на концентрацію  $\text{CO}_2$  в атмосфері. Дійсно, якщо DIC буде однаковим у вертикальному стовпчи-

ку води (тобто буде мати більші значення у поверхневому шарі та менші значення на глибині, ніж спостерігається зараз), концентрація атмосферного  $\text{CO}_2$  буде набагато вищою. При більш реалістичній ситуації, коли глибинна вода піднімається до поверхні,  $\text{CO}_2$  буде вивільнятися з океану через високий DIC. Проте, оскільки глибокі води багаті на поживні речовини, біологічна продукція, пов'язана з фотосинтезом, може компенсувати вплив більш високих значень DIC. Сумарний ефект залежить від регіонів, загалом у підсумку спостерігаються додатні потоки  $\text{CO}_2$  між океаном та атмосферою у високих широтах і від'ємні — в тропічних широтах, частково компенсуючи прямий вплив температури (рис. 2.25).

### 2.3.3. Вуглецевий цикл на суші

Рослинами суші завдяки фотосинтезу зв'язується вуглецю більше, ніж це робить фітопланктон у відповідному процесі в океані, зокрема в середніх та високих широтах весною при вбранні лісу зеленню і рості трав'яних рослин, (див. рис. 2.26). Так, за даними 2011 року, земна рослинність щорічно поглинає (*GPP* — *валова первинна продукція*) близько 150 млрд тонн вуглекислого газу (Welp L. R. et al., 2011), і переважна більшість цього вуглецю поглинається у тропічному поясі — рослинністю лісів та саван. Приблизно половина *GPP* безпосередньо повертається назад до атмосфери через дихання рослин суші, а частина, що залишається, трансформується у листя, деревину і коріння (ця ча-

стина визначається як *чиста первинна продукція*, *NPP*). Інтенсивність газообміну між атмосферою та рослинністю залежить від температури повітря, кількості опадів та типу рослинності — так на тропічні ліси припадає близько третини всього газообміну, а на рослинність саван, яка займає вдвічі більшу площу, — тільки чверть.

Переважна більшість вуглецю, зафіксованого у *NPP*, повертається до атмосфери через розпад у ґрунті, дихання трав'янистих і м'ясоїдних тварин, пожежі. Проте час, потрібний для такого повернення вуглецю до атмосфери, залежить від великої кількості відносно складних процесів. Наприклад, вуглець набагато довше консервується в деревах, ніж у листі або у травах. Коли рослини вмирають або листя опадає на землю, вони попадають у середовище органічної речовини в ґрунті, при цьому швидкість їх розпаду буде сильно залежати від хімічного складу органічного матеріалу, температури і вологості ґрунту тощо. Частина органічної речовини в ґрунті швидко мінералізується, але багато з тієї речовини залишається в ґрунтовому середовищі протягом десятиліть або й ще довше.

### 2.3.4. Геологічні резервуари

У вертикальному стовпчику води більшість органічного вуглецю, що опускається від поверхневого шару донизу, знову мінералізується. Зокрема, океан не насичений на кальцит нижче 4500 м в Атлантичному і нижче 800 м в Тихо-

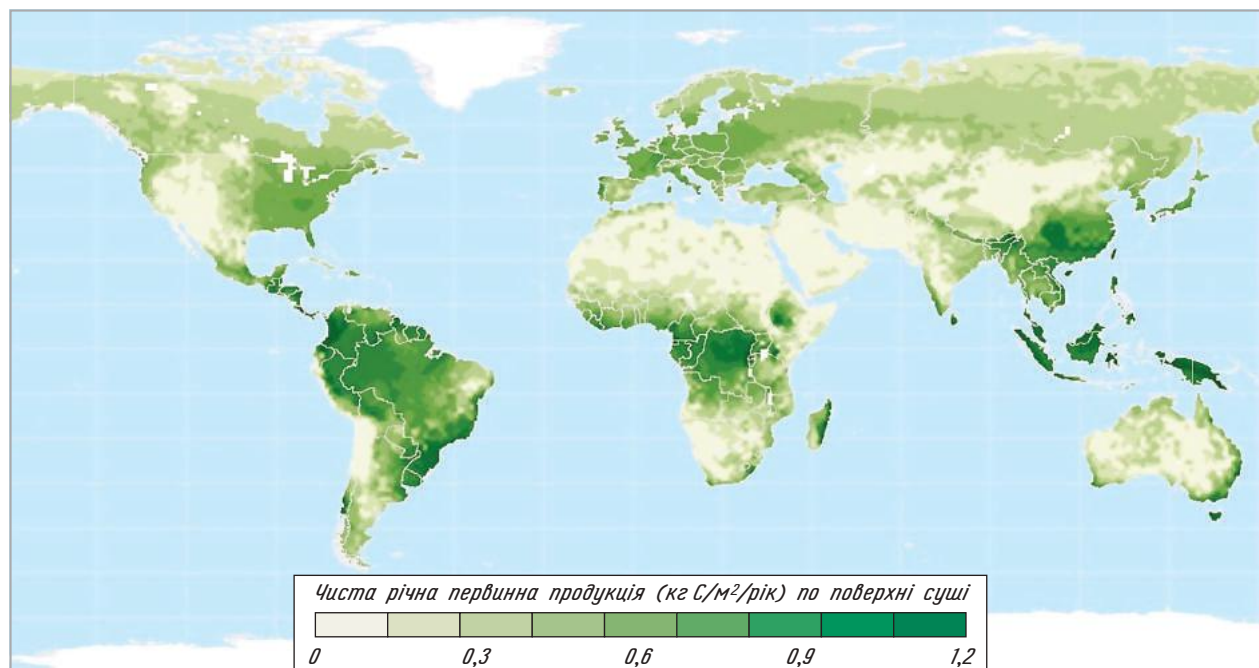


Рис. 2.26. Розподіл по поверхні суші річної чистої продукції поглинання вуглецю (кг вуглецю на кв. м поверхні). Джерело: <http://sage.wisc.edu>

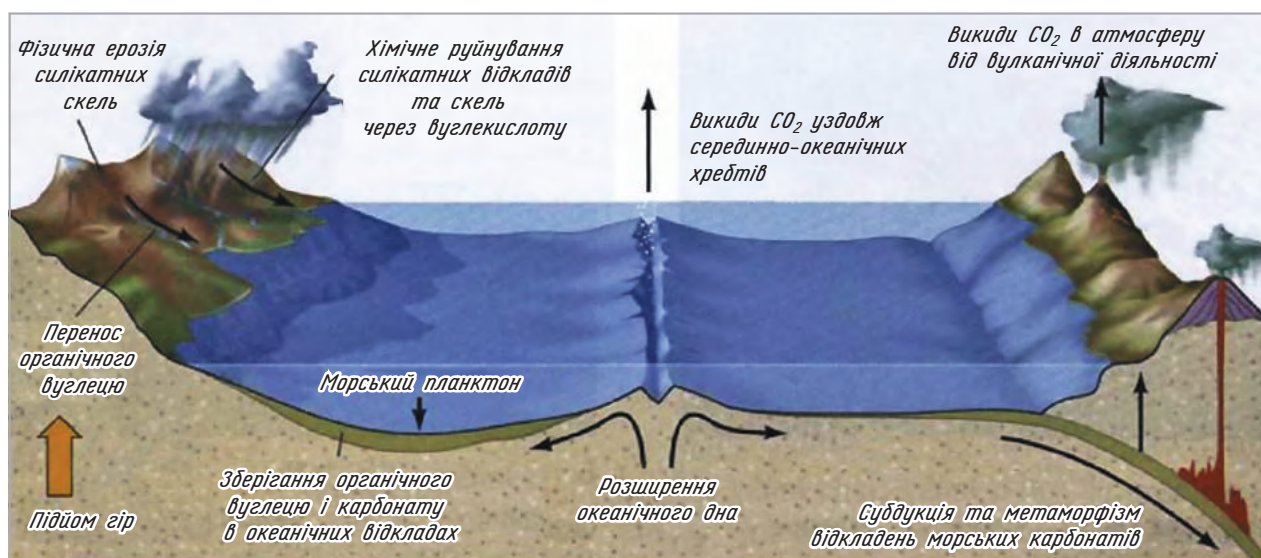


Рис. 2.27. Довгостроковий неорганічний вуглецевий цикл, пов'язаний з процесами седиментації, субдукції та метаморфізму, фізичне та хімічне атмосферне руйнування кальцій-силікатних скельних порід та відкладів.  
Джерело: Skinner et al. (2004)

му океані, щодо арагоніту — 3000 м і 600 м відповідно. В результаті довготривале захоронення  $\text{CaCO}_3$  у відкладах у вигляді *вапняку* переважно відбувається в мілких морях (наприклад, у коралових рифах). В середньому для всього Світового океану така довгострокова консервація відбирає 13 % надходжень  $\text{CaCO}_3$  з поверхневого шару. Це невелика частина всього вуглецевого циклу на коротких *часових масштабах*, але на часових масштабах, довших за сторіччя, цей процес стає критичним елементом. Приблизно такий же або менший відсоток органічного вуглецю зберігається у формі природного газу, нафти і кам'яного вугілля.

Завдяки тому, що дно океану переміщується внаслідок тектоніки плит, відклади рухаються у горизонтальній площині та кінець кінцем об'єднуються в мантії через *субдукцію* меж континентальних плит (*наповзання плит одна на одну*). В процесі субдукції, при високих температурах і значному тиску вапняк перетворюється на кальцій-силікатні скелі (цей процес називається *метаморфізмом*) за рахунок реакції



Вуглекислий газ, що виділяється в цій хімічній реакції, може повертатися до атмосфери, зокрема через виверження вулканів.

Рух континентальних плит також призводить до підйому кальцій-силікатних скельних порід до поверхні континентів, де вони зазнають *руйнування (вивітрювання)* під впливом фізичних та хімічних атмосферних процесів. Зокрема, вуглекислота, що міститься в дощовій воді (у тому ж процесі, що і реакція 2.39), може взаємодіяти з кальцій-силікатними скельними породами:



Речовини, що виникли в результаті цієї хімічної реакції, переносяться річками до океанів та морів, де вони можуть компенсувати сумарне убування  $\text{CaCO}_3$  за рахунок осадження (*седиментації*). Таким чином, атмосферна руйнація скельних порід через вуглекислоту приводить до скорочення  $\text{CO}_2$  в атмосфері, при цьому створюється  $\text{CaCO}_3$  і збільшується лужність, тоді як процеси метаморфізму і осадження приводять до збільшення атмосферного  $\text{CO}_2$ . В цілому седиментація, субдукція, метаморфізм і атмосферне руйнування формують замкнений цикл, який відбувається на масштабах понад мільйони років, іноді його називають *довгостроковим неорганічним вуглецевим циклом* (див. рис. 2.27).

#### Використана література та література для поглибленого вивчення

Братсерт У. Х. Испарение в атмосферу. Теория, история, приложения / Братсерт У. Х. — Л. : Гидрометеоздат, 1985. — 351 с.

Врублевська О. О. Кліматологічна обробка окремих метеорологічних величин : Навч. посібник / Врублевська О. О., Катеруша Г. П., Миротворська Н. К. — Одеса : ТЕС, 2004. — 150 с.

Врублевська О. О. Астрономія : Навч. посібник / Врублевська О. О., Катеруша Г. П., Хоменко І. А. — Одеса : ТЕС, 2010. — 140 с.

Динамика климата / Под ред. С. Манабе. — Л. : Гидрометеоздат, 1988. — 574 с.

Мищенко З. А. Агрокліматологія : Учебник / Мищенко З. А. — К. : КНТ, 2009. — 512 с.

Мищенко З. А. Мікрокліматологія : Підручник / Мищенко З. А., Ляшенко Г. В. — К. : КНТ, 2007. — 336 с.

Нешиба С. Океанология. Современные представления о жидкой оболочке Земли / Нешиба С. — М. : Мир, 1991. — 414 с.

Школьный Е. П. Физика атмосферы : Пособие / Школьный Е. П. — К. : КНТ, 2007. — 508 с.

Adams J. (2007). Vegetation-climate interaction. How vegetation makes the global environment. Springer in association with Praxis Publishing, Chichester, UK, 232 pp.

Climate Change 2007. IPCC (2007): The Physical Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M., and Miller H.L. (Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.

Curry J. A. and Webster P. J. (1999). Thermodynamics of atmosphere and oceans. International Geophysics series, volume 65. Academic Press, 468 pp.

Denman, K. L., Brasseur G., Chidthaisong A., Ciais P., Cox P. M., Dickinson R. E., Hauglustaine D., Heinze C., Holland E., Jacob D., Lohmann U., Ramanamandran S., da Silva Dias P. L., Wofsy S. C. and Zhang X. (2007). Couplings Between Changes in the Climate System and Biogeochemistry. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor and H. L. Miller (Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Fasullo, J. T., and Trenberth K. E. (2008): The annual cycle of the energy budget. Part II: Meridional structures and poleward transports. J. Climate 21: 2313—2325.

Hartmann D. L. (1994). Global physical climatology. International Geophysics series, volume 56. Academic Press, 412 pp.

Goosse H., Barriat P. Y., Lefebvre W., Loutre M. F. and Zunz V. (2009). Introduction to climate dynamics and climate modeling. NOAA-CIRES Clim. Diag. Cent. Boulder, Colorado

Kalnay, E. and 21 others (1996). The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. Bulletin of the American Meteorological Society 77: 437—471.

Kiehl J. and K. Trenberth (1997). Earth's annual global mean energy budget. Bulletin of the American Meteorological Society 78: 197—2006.

Marshall J. and R. A. Plumb (2007). Atmosphere, ocean and climate dynamics: an introductory text. International Geophysics, volume 93. Academic Press, 344 pp.

Millero F. J. (2005). Chemical oceanography (third edition). Taylor and Francis, 496 pp.

Rayner N. A., Parker D. E., Horton E. B., Folland C. K., Alexander L. V., Rowell D. P., Kent E. C. and Kaplan A. (2003). Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. Journal of Geophysical Research 108 (D14): 4407, doi:10.1029/2002JD002670.

Sarmiento G. L and Gruber N. (2006). Ocean biogeochemical dynamics. Princeton University Press, 503 pp.

Skinner B. J., Porter S. C. and Park J. (2004). Dynamic Earth, an introduction to physical geology, fifth edition. Wiley, 584 pp.

Taylor F. W. (2005). Elementary Climate Physics. Oxford University Press. 212 pp.

Trenberth K. E. and Caron J. M. (2001). Estimates of meridional atmosphere and ocean heat transport. Journal of Climate 14: 3433—3443.

Trenberth, K. E. and Stepaniak D. P. (2003). Seamless poleward atmospheric energy transports and implications for the Hadley circulation. J. Climate 16: 3705—3721.

Trenberth K. E., Smith L., Qian T. T., Dai A. G. and Fasullo J. (2007). Estimates of the global water budget and its annual cycle using observational and model data. Journal of Hydrometeorology 8 (4): 758—769.

Trenberth, K. E., Fasullo J. T. and Kiehl J. (2009). Earth's global energy budget. Bull. Amer. Meteor. Soc., 90: 311—323.

Wallace J. M. and Hobbs P. V. (2006). Atmospheric science: an introductory survey (2nd edition). International Geophysics Series 92, Associated press, 484 pp.

Welp L. R., Keeling R. F., Meijer Harro A. J., Bollenbacher A. F., Piper S. C., et al. (2011) Interannual variability in the oxygen isotopes of atmospheric CO<sub>2</sub> driven by El Niño. Nature. 477: 579—582.

## Питання для самоперевірки

### 1. Питання, на яких необхідно сконцентрувати увагу при вивченні розділу

Енергетична рівновага на верхній межі атмосфери та ефективна температура випромінювання Землі.

Вплив парникового ефекту на температуру підстильної поверхні та атмосфери Землі.

Характеристики орбіти Землі (ексцентриситет, схилання екліптики, схилання) та їх вплив на інсоляцію на верхній межі атмосфери.

Процеси накопичення та переносу тепла в атмосфері.

Баланс тепла на підстильній поверхні Землі.

Накопичення та перенос вологи в глобальній кліматичній системі.

Накопичення та перенос вуглецю в глобальній кліматичній системі.

Океанські біологічні конвеєри та геологічні резервуари вуглецю.

### 2. Питання для перевірки знань

1. Температура підстильної поверхні вища, ніж температура випромінювання завдяки:

а) потоку тепла з внутрішніх шарів Землі;

б) низькому альбедо Землі;

в) наявності деяких незначних складових газового складу атмосфери, які можуть поглинати інфрачервоне випромінювання.

2. Амплітуда сезонного циклу (літній максимум температури мінус зимовий мінімум) може досягати 50 K над сушею проти 5—10 K над океанами через різницю у тепловмісті:

а) це речення вірне;

б) це речення невірне.

3. Для того щоб уникнути сильної зміни поверхневої солоності, кількість опадів в окремому районі океану повинна бути більш-менш урівноважена випаровуванням:

а) це речення вірне;  
б) це речення невірне.  
4. Більшість вологи, що випадає над сушею, походить від випаровування над океанами:

- а) це речення вірне;  
б) це речення невірне.

5. Перенос тепла на північ в північному районі Тихого океану приблизно такий же, як й у Північній Атлантиці:

- а) це речення вірне;  
б) це речення невірне.

6. В цілому за рік кількість сонячної радіації, отриманої земною поверхнею на екваторі, більше, ніж у високих широтах. Тому:

— річний дисбаланс між отриманою і випроміненою радіацією компенсується тепловмістом;

— це урівноважується в цілому за рік за рахунок більшого випромінювання радіації в екваторіальних областях;

— річний дисбаланс між отриманою і випроміненою радіацією компенсується переносом тепла в океані та в атмосфері.

7. Сонце випромінює радіацію на менших, ніж Земля, довжинах хвиль. Баланс між короткохвильовою і довгохвильовою радіацією досягається, якщо Земля випромінює радіацію при температурі (ефективна температура випромінювання):

- 255 K (– 18 °C);  
— 288 K (+ 15 °C);  
— 210 K (– 63 °C).

8. У середніх широтах, біля 40° півн. ш., переноси тепла на північ в атмосфері та в океані за величиною приблизно однакові:

- а) це речення вірне;  
б) це речення невірне.

9. Звичайно над океаном потік прихованого тепла більший, ніж потік доступного тепла:

- а) це речення вірне;  
б) це речення невірне.

10. Температури у Північній півкулі впродовжбореального літа (червень, липень та серпень) вищі тому, що:

- сонячне випромінювання ближче до вертикалі;  
— Земля ближче до Сонця.

11. Атмосферне руйнування (вивітрювання) кальцитно-силікатних скель, пов'язане з дією вуглецевої кислоти, що міститься у воді, призводить до:

- зберігання вуглецю на суші;  
— вивільнення вуглецю.

12. Океан є набагато більший, ніж атмосфера резервуар вуглецю тому, що:

— більшість стоків вуглецю зберігається у вигляді іонів бікарбонатів і карбонатів;

— розчинність  $\text{CO}_2$  у морській воді дуже велика.

13. Фотосинтез в океані зменшує DIC у поверхневому шарі:

— ні, оскільки фотосинтез компенсується транспірацією і тому сумарний вплив на DIC у поверхнево-му шарі є нейтральним;

— так, тому що він зв'язує  $\text{CO}_2$  у вигляді органічної речовини.

14. Перенос річковим стоком продуктів атмосферного руйнування (вивітрювання) до океанів допомагає компенсувати втрати карбонатів за рахунок седиментації:

- а) це речення вірне;  
б) це речення невірне.

15. Формування карбонату кальциту в океані веде до:

- зменшення  $p^{\text{CO}_2}$ ;  
— зростання  $p^{\text{CO}_2}$ ;  
— не впливає на значення  $p^{\text{CO}_2}$ .

16. Лужність є мірою перевищення рН над основою у морській воді. Якщо лужність зростає,  $p^{\text{CO}_2}$  морської води:

— зростає і відбувається перенос  $\text{CO}_2$  з океану до атмосфери;

— зменшується і відбувається перенос  $\text{CO}_2$  з атмосфери до океану;

— не змінюється.

17. В процесі субдукції океанських відкладів:

— не відбувається вивільнення або захоронення  $\text{CO}_2$ ;

- відбувається вивільнення  $\text{CO}_2$ ;  
— відбувається захоронення  $\text{CO}_2$ .

18. Потік  $\text{CO}_2$  між атмосферою та океаном є функцією різниці парціального тиску цього газу в двох середовищах. Регіональні відмінності потоку  $\text{CO}_2$  зумовлені головним чином:

— варіаціями  $p^{\text{CO}_2}$  в океані, пов'язаними з біологічною активністю та океанськими течіями;

— варіаціями  $p^{\text{CO}_2}$  в атмосфері, пов'язаними з фотосинтезом в біосфері суші.

### Вправи для самостійної роботи

1. За допомогою моделі, що подібна наведеній у п. 2.1.2, визначити співвідношення між  $T_e$  і  $T_s$  для довільного числа  $n$  атмосферних шарів, які знаходяться у радіаційній рівновазі і кожен має випромінювальну здатність  $\epsilon = 1$ .

2. Використовуючи інформацію, наведену в п. 2.1.3, обчислити тривалість різних сезонів.

3. Вивести рівняння (2.19).

4. Розрахувати температуру, яка має спостерігатися на полюсі та на екваторі, якщо випромінювання, що надходить, є таким же, яке зараз спостерігають на Землі, але не має ніякого переносу тепла.

5. Оцінити кількість тепла, яке переноситься термохалінною циркуляцією, за допомогою ефекту переносу води цією циркуляцією та зі значеннями температури різних водних мас.

## Розділ 3. ОСНОВИ МОДЕЛЮВАННЯ ГЛОБАЛЬНОЇ КЛІМАТИЧНОЇ СИСТЕМИ

### 3.1. ВСТУП

#### 3.1.1. Що таке кліматична модель

Із загальних позицій (Самарський А. А., Михайлов А. П. (2002)) кліматичну модель (як й математичну модель будь-якої природної системи) можна визначити як алгоритмічний опис глобальної кліматичної системи, що ґрунтується на фізичних, біологічних і хімічних принципах або законах (рис. 3.1). Математичні рівняння, які походять з цих законів, є настільки складними, що їх розв'язання можна здійснити лише

числовими методами. Через це кліматичні моделі забезпечують розв'язки, дискретні в просторі та часі. Це означає, що одержані результати моделювання становлять осереднені величини:

а) по площі просторових областей, чий розмір залежить від просторового розділення, яке використовується при розв'язанні рівнянь моделі;

б) і за певний проміжок часу (крок по часу).

Наприклад, деякі моделі забезпечують тільки глобально або зонально осереднені значення, тоді як інші моделі використовують числову сітку, де просторове розділення може бути менше ніж 100 км. Крок по часу може становити від

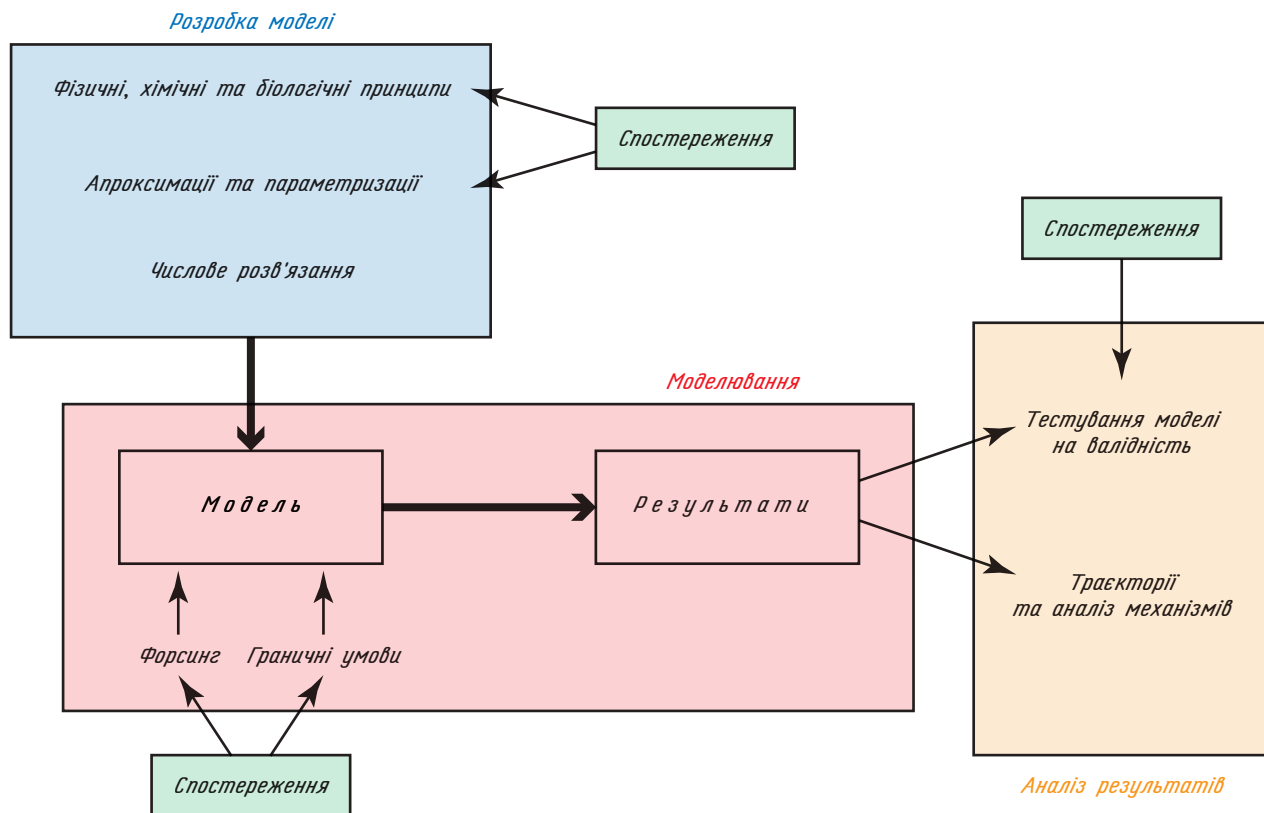


Рис 3.1. Схематичне зображення етапів розробки і використання моделі клімату. Джерело: Goosse H. et al. (2009)

декількох хвилин до декількох років залежно від процесів, що вивчаються.

Навіть для моделей з найвищим розділенням числова сітка є дуже грубою для *явного опису* (тобто окремими системами рівнянь, побудованими на теоретичних уявленнях) процесів, що відбуваються на малих просторових масштабах, таких як, наприклад, турбулентність в атмосферних і океанських граничних шарах, взаємодія циркуляції з особливостями топографії малого масштабу, атмосферна конвекція, мікрофізичні процеси у хмарах і т. п. Такі процеси часто називають *процесами підсіткового масштабу*. До того ж багато природних процесів не вивчені настільки, щоб їх детально відтворювати в моделі. Тому для врахування впливу природних явищ, що не включаються в моделі в явному вигляді, на процеси, які безпосередньо описуються в моделі, доводиться розроблювати *схеми параметризації* цих процесів, засновані на емпіричних спостереженнях та/або на теоретичних уявленнях. Оскільки ці схеми параметризації відтворюють вплив процесів підсіткових масштабів лише у першому наближенні та не можуть використовуватися для всіх можливих природних умов, які виникають у кліматичній системі, вони часто є джерелом значної невизначеності в кліматичних моделях.

Крім знань фізичних, біологічних і хімічних процесів, що описуються в моделі через відповідні рівняння, для моделі клімату необхідна також вхідна інформація, яка надходить від спостережень або з інших моделей. Для кліматичної моделі, яка описує практично всі складові кліматичної системи, потрібна відносно невелика сума вхідних даних: сонячна радіація, радіус Землі і період її обертання, топографія суші та батиметрія океану, деякі властивості скель і ґрунтів і т. п. З іншого боку, для моделі, яка явно представляє тільки фізику атмосфери, океану і морської криги, необхідно забезпечити вхідну інформацію у формі граничних умов для всіх підсистем кліматичної системи, які явно не входять в модель: розподіл рослинності, топографія льодяних щитів і т. п.

Вхідну інформацію моделі часто поділяють на *граничні умови* (які загалом не змінюються протягом процесу розрахунків) і *зовнішній форсинг* (наприклад, зміни у сонячному випромінюванні), тобто зовнішні (по відношенню до кліматичної системи Землі) умови, які зумовлюють зміни земного клімату. Проте ці визначення можуть іноді вводити в оману. Форсинг в одній моделі може бути ключовою змінною стану в іншій моделі. Наприклад, зміни концентрації CO<sub>2</sub> можуть задаватися як зовнішні умови в одних моделях, а в інших, до яких включено моделювання вуглецевого циклу, ця концентрація безпосередньо розраховується в моделях. До того ж в деяких моделях, що розроблені для вивчення

змін клімату на значних часових масштабах, зафіксована границя, наприклад, топографія льодяних щитів може змінюватися під час модельних розрахунків.

При числовому розв'язанні моделі також можуть бути потрібні деякі інші вхідні дані. Проте уявляється, що важливість цих даних навіть більша на етапі розробки моделі, оскільки вони забезпечують істотну інформацію щодо властивостей системи, яка моделюється (див. рис. 3.1). Крім того, для існування довіри до висновків, що походять від результатів моделювання, на етапі перевірки *валідності* моделей (тобто відповідності їх результатів даним спостережень) потрібен значний обсяг спостережень (див. п. 3.5.2).

На сьогодні розроблено багато кліматичних моделей, які розраховують траєкторії (проекції — див. п. 6.1.1) змін клімату, що дозволяють оцінити та зрозуміти можливі зміни клімату, наприклад, як відгук на емісію парникових газів і аерозолів. Крім того, моделі можуть бути визначальними інструментами для розширення наших знань про найголовніші характеристики глобальної кліматичної системи і причини коливань клімату. Звісно, для виявлення впливу того чи іншого природного процесу або перевірки гіпотез кліматологи не можуть проводити фізичні експерименти на реальній кліматичній системі. Однак це можна виконати у віртуальному світі кліматичних моделей. Для суттєво нелінійних систем розробку таких випробувань, які часто називаються *експериментами на чутливість*, доводиться дуже ретельно планувати. Проте в простих експериментах нехтування деяким процесом або складовою кліматичної системи, що моделюється (наприклад, впливом зростання концентрації CO<sub>2</sub> на випромінювальні властивості атмосфери), може часто забезпечити першу (грубу) оцінку впливу цього процесу або цієї складової на поведінку кліматичної системи в цілому.

### 3.1.2. Види кліматичних моделей

При розробці будь-якої кліматичної моделі неминучі спрощення, тому що в ній необхідно враховувати природні процеси, просторовий масштаб яких простирається від сантиметрів (наприклад, для атмосферної турбулентності) до розмірів самої Землі. Часові масштаби розвитку цих процесів також змінюються від порядку секунд для деяких хвиль до мільярдів років при аналізі еволюції клімату, починаючи з моменту утворення Землі. Таким чином, вибір цих спрощень — важлива складова майстерності розробників кліматичних моделей, які на основі здобутих наукових знань в змозі вибрати з цього спектра ті процеси, які повинні явно включатися в модель, та ті, якими можна знехтувати або представити в спрощеному вигляді (*параме-*

тризувати). Звісно, цей вибір базується на вибраній меті наукового дослідження. Проте він також залежить від технічних проблем, оскільки найскладніші моделі потребують значних обчислювальних потужностей: навіть на найбільшому сучасному доступному комп'ютері складні кліматичні моделі не можуть використовуватися для розрахунків на часові періоди, більші за декілька сторіч, максимум до тисячоліть. На довгих проміжках часу або коли потрібна дуже велика кількість експериментів доводиться використовувати більш прості і тому більш швидкі в розрахунках моделі. До того ж часто для того, щоб глибоко розібратися в природі будь-якого зворотного зв'язку або комплексної взаємодії між різними складовими системи, достатньо розробити модель, яка включає тільки її найголовніші властивості. Це є однією з причин, чому прості моделі часто використовуються для аналізу результатів більш складних моделей, в яких фундаментальні характеристики системи могли бути приховані за великою кількістю представлених процесів і деталей.

Розробникам доводиться також відразу вирішувати, які змінні або процеси моделюються та які задаються як зовнішні параметри (константи). Такий підхід може бути покладений в основу методу класифікації моделей як функції складових кліматичної системи, які представлені в моделі в явному вигляді (*інтерактивні компоненти моделі*). У більшості досліджень клімату в явному вигляді повинна описуватися фізична поведінка, як мінімум, атмосфери, океану і морської криги. Крім того, у все більшу кількість сучасних моделей, які мають назву *моделей системи Земля*, включається опис вуглецевих циклів на суші та в океані, динаміка рослинності, а також вплив льодяних щитів.

Другий шлях класифікації кліматичних моделей пов'язаний з врахуванням складності процесів, які до них включаються (рис. 3.2). В одному кінці спектра розташовані *моделі загальної циркуляції (GCM)*, до яких намагаються включити всі важливі властивості системи з найвищим можливим розділенням. Сам термін GCM було введено, тому що одна з головних цілей таких моделей — реалістично змодельовати тривимірну структуру вітрів і течій. Звичайно вони поділяються на *моделі загальної циркуляції атмосфери (AGCM)* і *моделі загальної циркуляції океану (OGCM)*. В дослідженнях клімату, в яких враховуються взаємодіючі атмосферні та океанські компоненти, використовуються скорочення *AOGCM (модель загальної циркуляції атмосфери та океану)* і більш широке *CGCM (зв'язана або об'єднана модель загальної циркуляції)*.

В іншому кінці спектра розташовані прості кліматичні моделі (наприклад, *моделі балансу енергії (енергобалансові моделі)* або *EBM*, п. 3.2.1), які пропонують надзвичайно спрощену версію динаміки кліматичної системи. В них використовуються осереднені над великими регіонами або по всій земній кулі змінні, багато процесів або не представлено зовсім, або задано у параметризованому вигляді. Тому *EBM*-моделі включають відносно невелику кількість степенів вільності.

Між описаними вище двома крайнощами розташовуються моделі *EMiC (моделі системи*

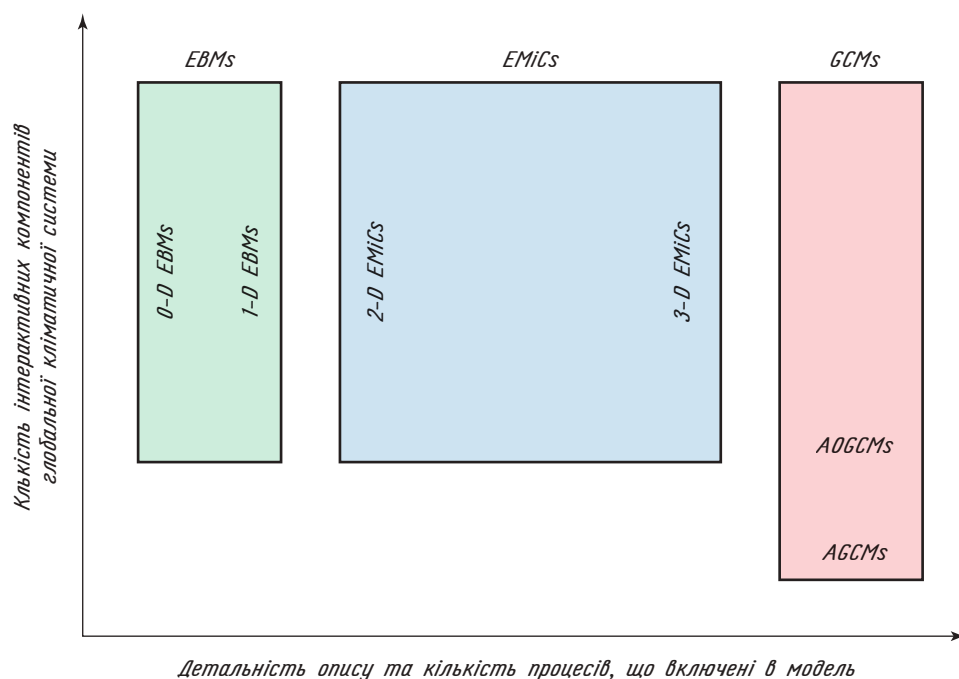


Рис. 3.2. Види кліматичних моделей. Джерело: Goosse H. et al. (2009)

планети Земля проміжної складності). Вони базуються на більш складному представленні кліматичної системи, ніж ЕВМ, але включають спрощення і параметризації для деяких процесів, які явно описуються в GCM. ЕМіС-моделі є найпоширенішою категорією кліматичних моделей. Їх спектр простирається від моделей, які відносно близькі до ЕВМ, до моделей, які небагато простіші за GCM.

Якщо моделі розроблені коректно, будь-який їх тип може надавати корисну інформацію про поведінку кліматичної системи. Немає ніякої довершеної моделі, що може використовуватися для всіх наукових цілей. У зв'язку з цим існує широкий ряд моделей клімату, який формує те, що називається *спектром або ієрархією моделей*, які будуть описані в п. 3.2. Як вже вказувалося, залежно від поставленої наукової задачі або питання можна вибрати той чи інший вид моделі. Тобто найкращий для використання вид моделі залежить від задачі, яку потрібно вирішувати у дослідженні. З іншого боку, об'єднання результатів, одержаних різними видами моделей, часто є найкращим шляхом, щоб зрозуміти домінуючі кліматичні процеси.

## 3.2. ІЄРАРХІЯ КЛІМАТИЧНИХ МОДЕЛЕЙ

### 3.2.1. Енергобалансові моделі

Як вказано в їх найменуванні, енергобалансові моделі оцінюють зміни в кліматичній системі, виходячи з аналізу балансу енергії Землі. У їх найпростішій формі вони не включають ніякого явного просторового розділення, розглядаючи тільки глобально осереднені значення змінних, що розраховуються. Тому такі моделі мають назву ЕВМ — *моделі нульової розмірності* (0-D ЕВМ). Вони базуються на працях Будико (1969, 1980) та Sellers (1969). Фундаментальне рівняння, яке використовується в цих моделях, було проаналізовано в пп. 2.1.1 і 2.1.5:

*Зміни в накопиченні тепла = поглинене сонячне випромінювання — випущене земне випромінювання*

$$C_E \frac{\partial T_s}{\partial t} = (1 - \alpha_p) \frac{S_0}{4} - A\uparrow, \quad (3.1)$$

де, як і в розд. 2,  $C_E$  — ефективна теплоємність середовища (яка вимірюється в  $\text{Дж} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{К}^{-1}$ ),  $T_s$  — приземна температура (К),  $t$  — час (с),  $\alpha_p$  — планетне альbedo,  $S_0$  — сонячна стала — TSI ( $\text{Вт}/\text{м}^2$ ) і  $A\uparrow$  — сумарна енергія, що випромінена  $1 \text{ м}^2$  поверхні Землі ( $\text{Вт}/\text{м}^2$ ).

Значення  $A\uparrow$  можна розрахувати на основі закону Стефана—Больцмана, використовуючи коефіцієнт  $\tau_a$ , який описує пропускну здат-

ність атмосфери в інфрачервоній частині спектра (зокрема, парниковий ефект) як

$$A\uparrow = \varepsilon \sigma T_s^4 \tau_a, \quad (3.2)$$

де  $\varepsilon$  — відносний коефіцієнт випромінювання.

Використовуючи значення альbedo 0,3, випромінювальної здатності 0,97 і значення  $\tau_a = 0,64$ , одержимо *рівноважну температуру*  $T_s = 287 \text{ К}$ , яка близька до температури, що спостерігається у наш час. У деяких ЕВМ-моделях для спрощення їх формулювання рівняння (3.2) лінеаризується. З іншого боку,  $\tau_a$  і  $\alpha_p$  часто параметризуються як функція температури, зокрема, для того, щоб врахувати природний ефект збільшення частки поверхні Землі, яка покрита льодом і снігом (що у свою чергу збільшує планетне альbedo), при зниженні температури.

Для врахування географічного розподілу температури поблизу поверхні Землі 0-D ЕВМ-моделі можна розширити шляхом включення одного (звичайно, це широта) або двох горизонтальних вимірів (рис. 3.3). Для цього в рівняння (3.1) включається додатковий член  $\Delta\text{transp}$ , який описує сумарний тепловий ефект, пов'язаний з горизонтальним переносом,

$$C_E \frac{\partial T_{s,i}}{\partial t} = \left( (1 - \alpha_p) \frac{S_0}{4} - A\uparrow \right) + \Delta\text{transp}. \quad (3.3)$$

Тут до приземної температури додано індекс  $i$  для позначення  $i$ -го регіону, до якого вона від-

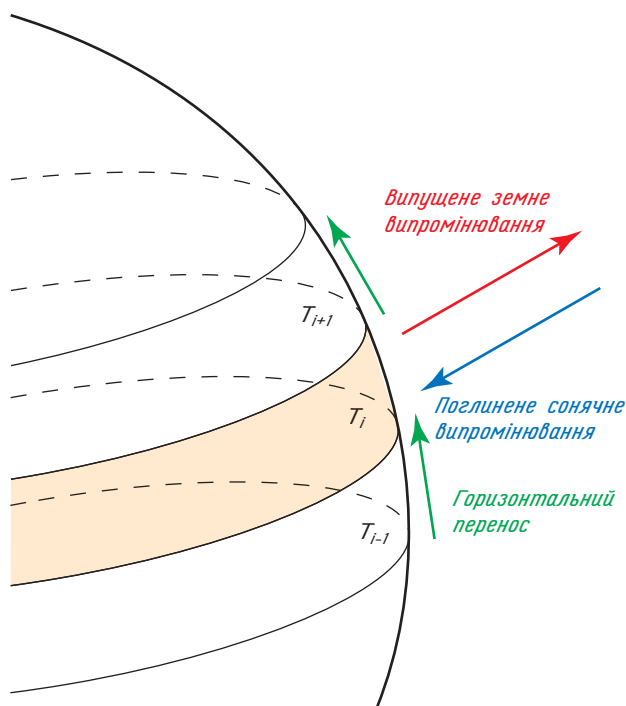


Рис. 3.3. Схематичне зображення одновимірної ЕВМ-моделі, для якої температура  $T_i$  є осередненим значенням по  $i$ -й довготі. Джерело: Goosse H. et al. (2009)

носиться. Для додаткового члена, що описує перенос тепла, можуть використовуватися як найпростіші форми параметризації — як лінійна функція температури, так й більш складні — наприклад, включається дифузійний ефект.

Так звані «бокс-моделі» схожі з ЕВМ-моделями, оскільки вони описують великі просторові області або будь-який компонент системи (в моделі вони представлені одним «боксом») середньою величиною, яка є осередненим значенням будь-якої характеристики кліматичної системи в одному боксі. Обміни між цими боксами потім параметризуються як функції параметрів різних боксів. Точне визначення цих боксів залежить від мети, яку потрібно вирішити за допомогою моделі. Наприклад, деякі бокс-моделі виділяють як окремі бокси атмосферу, поверхню суши, океанський поверхневий шар, глибоководну частину океану, також в них можливо формулювати відмінності між двома півкулями. Інші моделі включають додаткові компоненти, які описують вуглецевий цикл, і тому вводяться бокси, що відповідають різним резервуарам, описаним в п. 2.3.

### 3.2.2 Моделі проміжної складності

Подібно до ЕВМ, ЕМіС-моделі мають деякі спрощення, але вони завжди включають опис розташування великих географічних об'єктів («географії Землі»), тобто вони забезпечують розрахунки характеристик клімату більш детально, ніж просто середніми величинами над всією планетою або середніми значеннями у великих боксах. По-друге, вони включають набагато більше степенів вільності, ніж ЕВМ-моделі.

В результаті параметри ЕМіС-моделей не можна легко скорегувати для того, щоб відтворити фактичні характеристики кліматичної системи, як це можна зробити у деяких більш простих моделях. У різних ЕМіС-моделях рівень наближення, використаного при розробці моделі, змінюється у досить широкому інтервалі.

Деякі моделі використовують найпростіший опис географії з представленням атмосфери і океану через *зонально осереднені значення*. При цьому завжди враховуються відмінності між Атлантичним, Тихим та Індійським океанами (рис. 3.4) через наявність в них суттєвих особли-

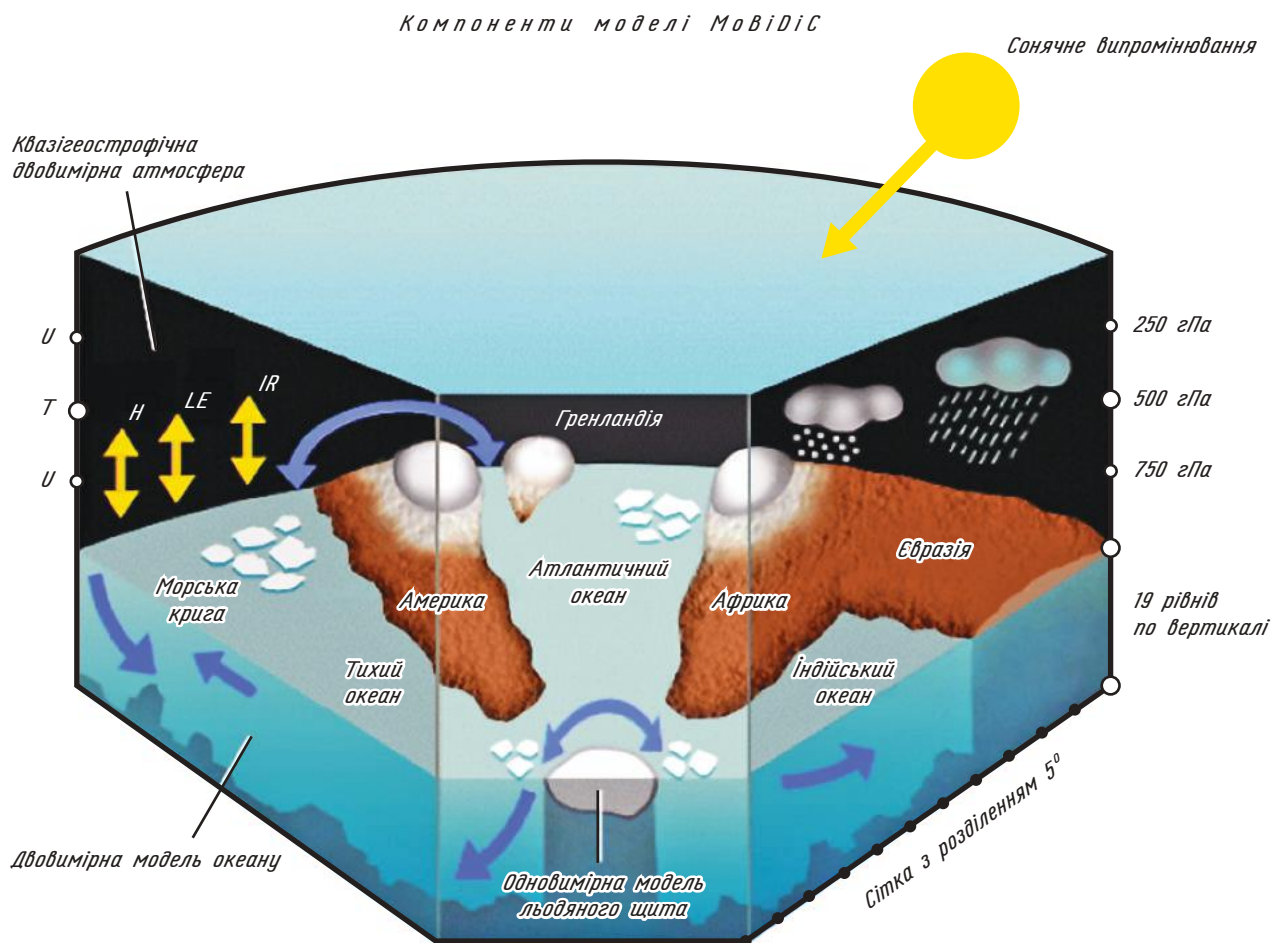


Рис 3.4. Схематична ілюстрація структури моделі клімату проміжної складності MoBiDiC, яка включає зонально осереднену атмосферу, зонально осереднену модель океану (включає Атлантичний, Тихий та Індійський океани) та спрощене представлення льодяних щитів. Більш детально див. <http://www.astr.ucl.ac.be/index.php?page=MoBidiC%40Description>

востей циркуляції (див. п. 1.3.2). Оскільки фундаментальною ознакою атмосферної і океанічної циркуляції є тривимірність, то в цих моделях використовуються *схеми параметризації* меридіонального переносу. Ці схеми в ЕМіС-моделях загалом складніші та фізично більш реалістичні, ніж параметризації, що використовуються в одновимірних ЕВМ-моделях.

З іншого боку, деякі ЕМіС-моделі включають компоненти, які дуже подібні тим, що розроблені для GCM-моделей, хоча в той же час використовуються більш грубі числові сітки. Це дозволяє прискорити розрахунки для того, щоб можна було виконати якомога більше довготривалих експериментів. Звичайно, деякі інші компоненти спрощують, зокрема атмосферу, тому що ця складова кліматичної системи найбільше залежить від комп'ютерного часу у зв'язаних кліматичних моделях.

### 3.2.3. Моделі загальної циркуляції

Моделі загальної циркуляції забезпечують найточніший і комплексний опис кліматичної системи. Зараз їх сіткове розділення становить

від 100 до 200 км. В результаті у порівнянні з ЕМіС-моделями (які мають сіткове розділення від 300 до тисяч кілометрів) вони забезпечують набагато більш детальну інформацію на регіональному масштабі. Ще декілька років тому GCM-моделі включали представлення тільки атмосфери, поверхні суші, іноді океанічної циркуляції та найпростіший опис морської криги. Сьогодні GCM-моделі включають все більше елементів та складових кліматичної системи, в т. ч. складні моделі морської криги, вуглецевого циклу, динаміки льодяних щитів і навіть хімічні процеси в атмосфері (рис. 3.5).

Через велику кількість процесів, що включаються у моделі, їх відносно високе просторове і часове розділення, розрахунки за допомогою GCM-моделей потребують значних витрат комп'ютерного часу. Наприклад, експеримент, що моделює зміни клімату впродовж одного століття, звичайно потребує декількох тижнів комп'ютерного часу на найпотужніших комп'ютерах. Звичайно, в міру розвитку комп'ютерної техніки стають доступними розрахунки на все більший проміжок часу і з все більшим просторовим розділенням, що дає можливість вивчення регіональних особливостей змін клімату.

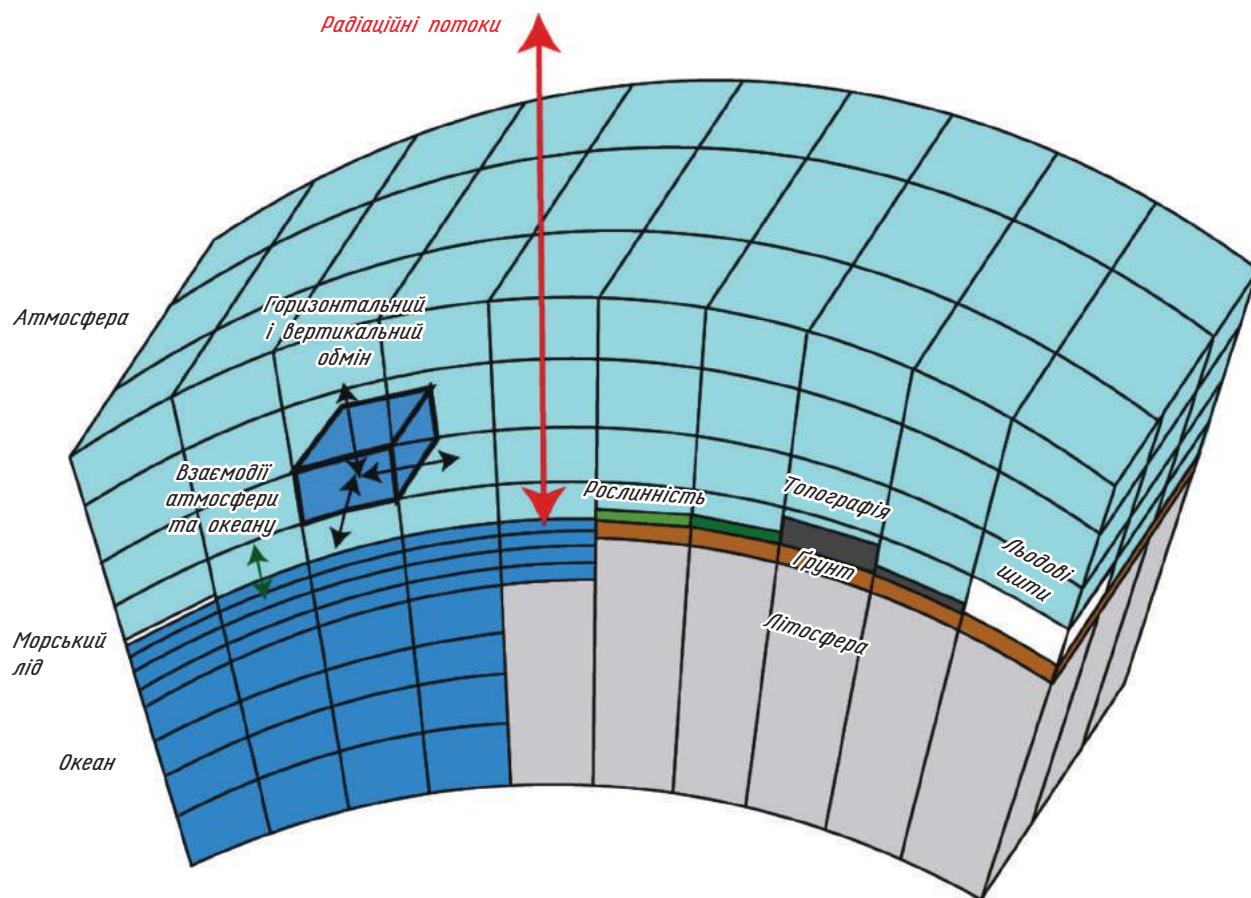


Рис. 3.5. Спрощене зображення частини розрахункової області моделі загальної циркуляції, яке ілюструє деякі важливі компоненти і процеси, включені в модель. Для ясності кривина Землі збільшена, горизонтальні і вертикальні координати не відповідають реальним масштабам, а число точок сітки зменшене порівняно з сучасними моделями. Джерело: Goosse H. et al. (2009)

### 3.3. ОПИС КОМПОНЕНТІВ КЛІМАТИЧНОЇ МОДЕЛІ

#### 3.3.1. Атмосфера

Як відомо, поведінку атмосфери описує система з семи основних рівнянь з сімома невідомими: три компоненти швидкості  $\vec{V}$  (компоненти  $u, v, w$ ), тиск  $p$ , температура  $T$ , масова частка водяної пари  $q$  і густина  $\rho$ . Це:

(1—3) *Другий закон Ньютона* (баланс імпульсу, тобто  $\vec{F} = m\vec{a}$ , сила дорівнює масі, помноженій на прискорення),

$$\frac{d\vec{V}}{dt} = -\frac{1}{\rho}\vec{\nabla}p - \vec{g} + \vec{F}_{\text{fric}} - 2\vec{\Omega} \times \vec{V}. \quad (3.4)$$

У цьому рівнянні  $d/dt$  є повною похідною, включаючи член, що описує просторовий перенос,

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \vec{V} \cdot \vec{\nabla}, \quad (3.5)$$

де  $\vec{g}$  — вектор сили тяжіння (тобто з врахуванням відцентрової сили обертання Землі),  $\vec{F}_{\text{fric}}$  — сила турбулентного тертя і  $\vec{\Omega}$  — вектор кутової швидкості обертання Землі (останній член у рівнянні (3.4) — це *сила Коріоліса*).

(4) *Рівняння нерозривності або збереження маси*

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = -\vec{\nabla} \cdot (\rho \vec{V}). \quad (3.6)$$

(5) *Рівняння збереження маси водяної пари*

$$\frac{\partial \rho q}{\partial t} = -\vec{\nabla} \cdot (\rho q \vec{V}) + \rho[E - C], \quad (3.7)$$

де  $E$  і  $C$  — сумарні випаровування і конденсація відповідно.

(6) *Перший закон термодинаміки (збереження енергії)*

$$Q = c_p \frac{dT}{dt} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial t}, \quad (3.8)$$

де  $Q$  — швидкість нагріву на одиницю маси і  $C_p$  — питома теплоємність.

(7) *Рівняння стану*

$$P = \rho R_g T. \quad (3.9)$$

Для того щоб можна було використати ці рівняння в кліматичних моделях, необхідно виконати деякі стандартні апроксимації (спрощення). Наприклад, по-перше, будемо вважати, що в атмосфері існує *гідростатична рівновага*, яка є добрим наближенням на масштабах GCM-моделей та забезпечує значне спрощення рівняння руху у вертикальній площині. По-друге, використання *квазінаближення Бусінеска*, за яким часовими змінами густини можна знехтувати у по-

рівнянні з іншими членами рівняння нерозривності, дозволяє *відфільтрувати* звукові хвилі. Проте до цього набору рівнянь часто ще додаються рівняння балансу вмісту в атмосферних частинках рідкої води або інших змінних, які пов'язані з описом хмар.

На жаль, ці сім рівнянь не формують замкнуту систему. По-перше, повинні бути задані сила тертя і швидкість нагрівання. Розрахунки швидкості нагрівання, зокрема, потребують детального аналізу переносу радіації в атмосфері, який обчислюється як для довгохвильового, так і для короткохвильового випромінювання в стовпі атмосфери (див. рис. 3.5), а також перетворень тепла, що пов'язані з випаровуванням, конденсацією і сублімацією. В цих процесах вплив хмар є джерелом значної невизначеності. Ця частина моделі звичайно зветься «*фізикою*» моделі, тоді як розрахунки переносу називаються «*динамікою*». По-друге, як було обговорено в п. 3.1.1, моделі можуть прямо описати тільки деякі з процесів, які входять у рівняння. Важливі процеси, які відбуваються на масштабах, що не можна безпосередньо описати при існуючому сітковому розділенні в моделі, повинні бути *параметризовані*, а це додає нові умови у рівняння (3.5), (3.7) і (3.8). Також для рівнянь потрібно задати граничні умови, які описують взаємодії між атмосферою й іншими складовими кліматичної системи (див. п. 3.3.7).

#### 3.3.2. Океан

Основні рівняння, що описують динаміку океану, ґрунтуються на тих самих фізичних законах, що і рівняння для атмосфери. Єдиною істотною різницею є те, що для океану не потрібне рівняння для масової частки водяної пари, але потрібно ввести рівняння для солоності. Рівняння стану також має суттєво інший вираз. На відміну від атмосфери, для океану немає ніякого простого співвідношення і стандартне рівняння стану має вираз поліноміальної багаточленної функції тиску, температури і солоності.

В той же час в океані набагато легше, ніж в атмосфері, розрахувати швидкість нагрівання. Крім теплообміну на поверхні, єдиним істотним джерелом тепла в океані є поглинання сонячного випромінювання. В моделях цей ефект враховується за допомогою експоненціального зменшення сонячного сьйва в океані. При розрахунках солоності ( $S$ ) враховується її перенос та локальні процеси ( $W$ ), що призводять до зміни солоності. Тому рівняння, що описують поведінку цих двох змінних, є відносно простими:

$$\frac{dT}{dt} = (1 - \alpha) \cdot F_{\text{sol}} + F_{\text{diff}}, \quad (3.10)$$

$$\frac{dS}{dt} = F_{\text{diff}} - W, \quad (3.11)$$

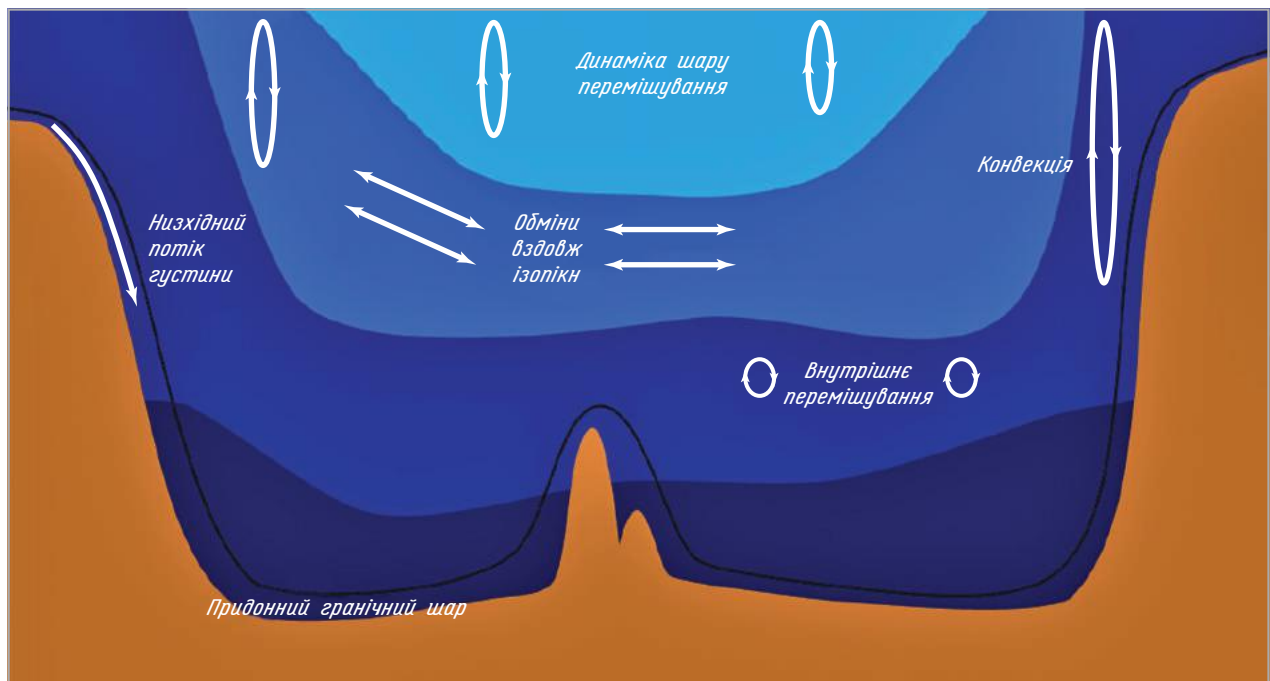


Рис. 3.6. Схематичне зображення деяких мікомасштабних процесів, які необхідно параметризувати в моделях океану. Джерело: <http://www.gfdl.noaa.gov/ocean-models-at-gfdl>

де  $(1 - \alpha) \cdot F_{\text{sol}}$  — поглинання сонячного випромінювання в океані.

Для врахування ефекту стисливості морської води рівняння (3.10) застосовується не до звичайної температури, а до *потенціальної температури*. Різниця між тими двома температурами відносно мала у верхньому шарі океану, але вона може досягати декількох десятків градусів у більш глибоких шарах, цю різницю важливо враховувати в областях, де градієнти відносно малі (див. п. 1.3.3.2).

У праву частину рівнянь (3.10) і (3.11), на відміну від п. 3.3.1, додано член, який описує вплив процесів на масштабах, що не можуть бути безпосередньо включені до моделі. Через те, що мікомасштабні процеси звичайно призводять до ефекту перемішування субстанцій середовища, їх вплив враховують за допомогою дифузійного члена  $F_{\text{diff}}$ . У найпростішій формі цей член записується у вигляді *лапласіану* відповідної характеристики стану. Такий же вигляд часто використовується й для члена, що описує тертя (у рівнянні 3.4). Через різні просторові масштаби природних процесів у горизонтальній та вертикальній площинах мікомасштабні процеси в цих двох напрямках мають різні властивості. В результаті розділення числових сіток моделей океану відрізняється у вертикальній (декілька сотень метрів) і в горизонтальній (від десятків до сотень кілометрів) площинах, а коефіцієнти, що використовуються з лапласіанами (*коефіцієнти дифузії та в'язкості* у рівняннях для скалярних величин і моментів відповідно), відрізняються за величиною на декілька поряд-

ків. За іншим підходом використовують систему координат, пов'язану з поверхнями рівної густини (ізопікнальні поверхні). У цьому випадку використовуються ізопікнальні коефіцієнти дифузії (уздовж ізопікнальних поверхонь) і диспікнальні (у перпендикулярному до ізопікнальних поверхонь напрямі).

Ці коефіцієнти можна або просто вибрати, або розрахувати за допомогою складних модельних блоків (включаючи моделі турбулентності), які враховують вітрове перемішування, вплив градієнтів густини, руйнування поверхневих і внутрішніх хвиль і т. п.

Однак не всі мікомасштабні процеси можна описати дифузійним членом. Наприклад, густа вода, сформована у високих широтах, може стікати по схилу у вузьких прибережних потоках (див. рис. 3.6). Ці низхідні потоки густини мають значний вплив на властивості водної маси, але не можуть бути представлені на масштабі модельної числової сітки. В даному випадку необхідно використовувати параметризацію впливу таких процесів переносу.

### 3.3.3. Морська крига

Фізичні процеси, що описують динаміку морської криги, можна умовно поділити на дві частини (рис. 3.7). Перша відноситься до процесів великомасштабного переносу морської криги, а друга — до термодинамічного накопичення або руйнування льоду, які залежать від процесів обміну з атмосферою і океаном. Для остан-

ніх процесів можна нехтувати ефектом горизонтальної теплопровідності через кригу, тому що її горизонтальні масштаби набагато більші, ніж вертикальні.

Тому термодинамічний блок моделі морської криги в основному одновимірний з вертикальною координатою, а рівняння теплопровідності має вигляд

$$\rho_c c_{pc} \frac{\partial T_c}{\partial t} = k_c \frac{\partial^2 T_c}{\partial z^2}, \quad (3.12)$$

де  $\rho_c$ ,  $c_{pc}$ , і  $k_c$  — це густина, тепловміст і теплопровідність,  $T_c$  — температура. Індекс  $c$  позначає або кригу ( $i$ ), або сніг ( $s$ ).

Баланс тепла на поверхні (який можна моделювати подібно до рівняння (2.36)) дозволяє розраховувати приземну температуру, а також швидкість танення снігу або льоду. На нижній крайці криги баланс тепла дає можливість оцінити швидкість танення або накопичення льоду, і вважається, що температура на цій крайці дорівнює температурі точки замерзання. До того ж у розводдях баланс тепла використовується для визначення, чи формується новий лід у відкритих океанських областях і чи відбувається бічне підтавання морської криги. Остаточо, оскільки накопичення та приріст і стоншення льоду є функцією товщини криги (чим тонша крига, тим більша швидкість накопичення або руйнування льоду), в моделях морської криги також необхідно враховувати розподіл у просторі товщини цього льоду.

При вивченні великомасштабної динаміки морської криги, лід моделюється як двовимірною субстанцією. Ця гіпотеза спрацює, якщо в комірі сітки моделі присутні одночасно велика кількість плавучих льодяних крижин різних роз-

мірів і товщини, а також розводдя. Тоді за допомогою другого закону Ньютона можна записати

$$m \frac{d\vec{u}_i}{dt} = \vec{\tau}_{ai} + \vec{\tau}_{wi} - m f \vec{e}_z \vec{u}_i - m g \vec{\nabla} \eta + \vec{F}_{int}, \quad (3.13)$$

де  $m$  — маса снігу і льоду, віднесена до одиниці площі;  $\vec{u}_i$  — швидкість переносу криги;  $\vec{\tau}_{ai}$  і  $\vec{\tau}_{wi}$  — сили, пов'язані з впливом повітря і води на перенос криги, віднесені до одиниці площі;  $\vec{F}_{int}$  — сила, пов'язана з внутрішніми взаємодіями, віднесена до одиниці площі;  $f$ ,  $\vec{e}_z$ ,  $g$ , і  $\eta$  — параметр Коріоліса, одиничний вектор, направлений вгору, модуль прискорення вільного падіння і підняття поверхні океану відповідно.

Перші два члени у правій частині рівняння (3.13) представляють фізичні процеси взаємодії криги з океаном і атмосферою. Третій член описує вплив сили Коріоліса на динаміку криги та четвертий член — силу, що виникає за рахунок нахилу океанської поверхні. Внутрішні сили  $\vec{F}_{int}$  є функцією товщини і концентрації льоду, вони забезпечують тісний зв'язок між динамікою і термодинамікою природних процесів. Швидкість, одержана з рівняння (3.13), використовується в розрахунках переносу змінних стану в моделі, таких як, наприклад, товщина криги, концентрація льоду кожної категорії товщини, внутрішня температура криги і солоність.

### 3.3.4. Поверхня суші

Як й у випадку з морською кригою, горизонтальною теплопровідністю і переносом тепла

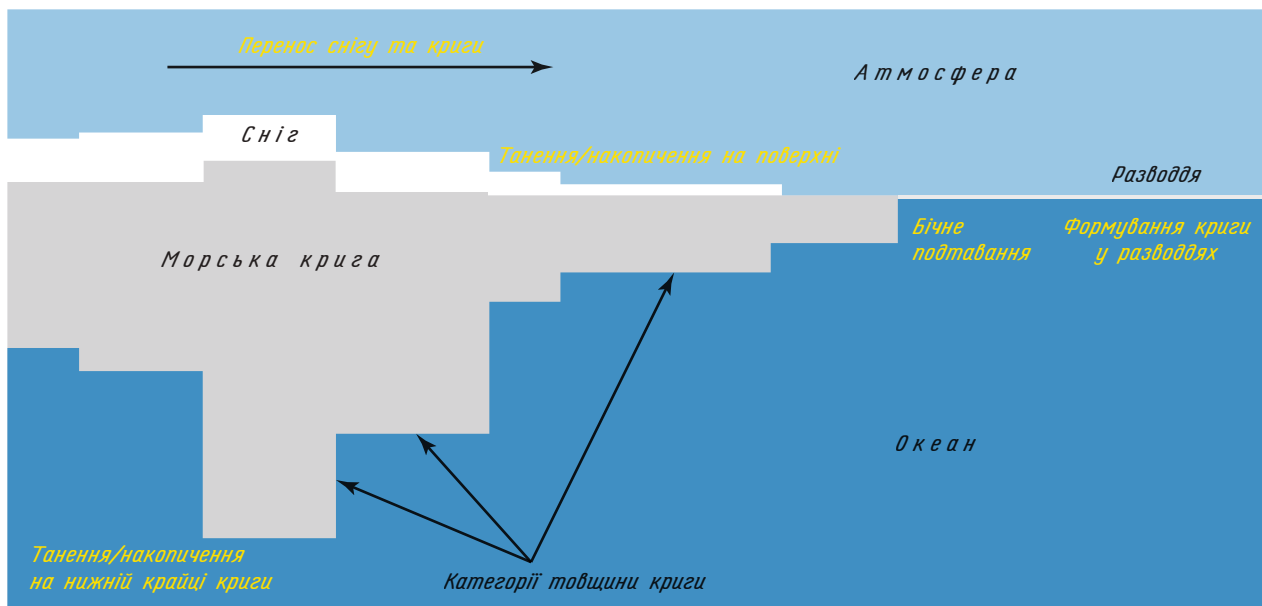


Рис 3.7. Головні процеси, які необхідно враховувати в моделі морської криги. Джерело: Goosse H. et al. (2009)

в ґрунті можна знехтувати. Таким чином, термодинамічні процеси розраховуються тільки у вертикальній площині (аналогічно рівнянню (3.12)). У першому поколінні моделей поверхні суші розглядався тільки один шар ґрунту. Тоді, подібно до рівняння (2.36), температуру ґрунту можна розрахувати з балансу енергії на поверхні:

$$\rho_c c_{pc} \frac{\partial T_c}{\partial t} = k_c \frac{\partial^2 T_c}{\partial z^2}, \quad (3.14)$$

$$\rho c_p h_{su} \frac{\partial T_s}{\partial t} = (1 - \alpha) F_{sol} + F_{IR\downarrow} + F_{IR\uparrow} + F_{SE} + L_f E + F_{cond}. \quad (3.15)$$

Коли присутній шар снігу, частиною балансу енергії на поверхні є розрахунок зміни глибини снігу, його щільності та концентрації. Це дуже важливо для аналізу альбедо, параметризація якого як функції характеристик ґрунту (глибина снігу, тип рослинності і т. д.) є критичним елементом моделей поверхні суші.

У рівнянні (3.15) потік прихованого тепла  $F_{LE}$  з (2.36) замінено добутком прихованої теплоти плавлення льоду на швидкість випаровування ( $L_f E$ ), як це звичайно використовується в моделях поверхні. Ця швидкість випаровування залежить від характеристик ґрунту і рослинного покриву, а також від наявності води. Цей фізичний чинник можна виразити через *функцію доступності води*  $\beta$  ( $0 < \beta < 1$ ), яка визнача-

ється як співвідношення між швидкістю випаровування на поверхні ( $E$ ) і потенційним випаровуванням ( $E_p$ ), тобто випаровуванням, яке відбувається при тих же умовах на вологій однорідній поверхні, наприклад, над озером:

$$\beta = E/E_p. \quad (3.16)$$

Модель поверхні суші також розраховує вміст води у ґрунті. У простих ранніх моделях цей розрахунок виконується за допомогою т. зв. «*моделі відра*». В ній дозволяється, щоб скрізь в комірі сітки умовне відро наповнювалося вологою тільки до критичного рівня, який відповідає еквіваленту від 15 до 30 см води. Якщо у результаті опади перевищують випаровування з поверхні настільки, що кількість води у ґрунті перевищує встановлений поріг, то надкритична кількість води просто переміщується в задану заздалегідь точку сітки в океані завдяки річковому стоку.

Найпростіший шлях спрощення у рівняннях (3.14) і (3.15) — це просто задати параметри (наприклад, альбедо, шорсткість поверхні або функцію доступності води) на основі експериментальних спостережень за характеристиками поверхні. Проте для більш точного врахування обміну енергією і вологою між атмосферою і поверхнею суші необхідно детально описати процеси, які відбуваються в рослинності та ґрунті.

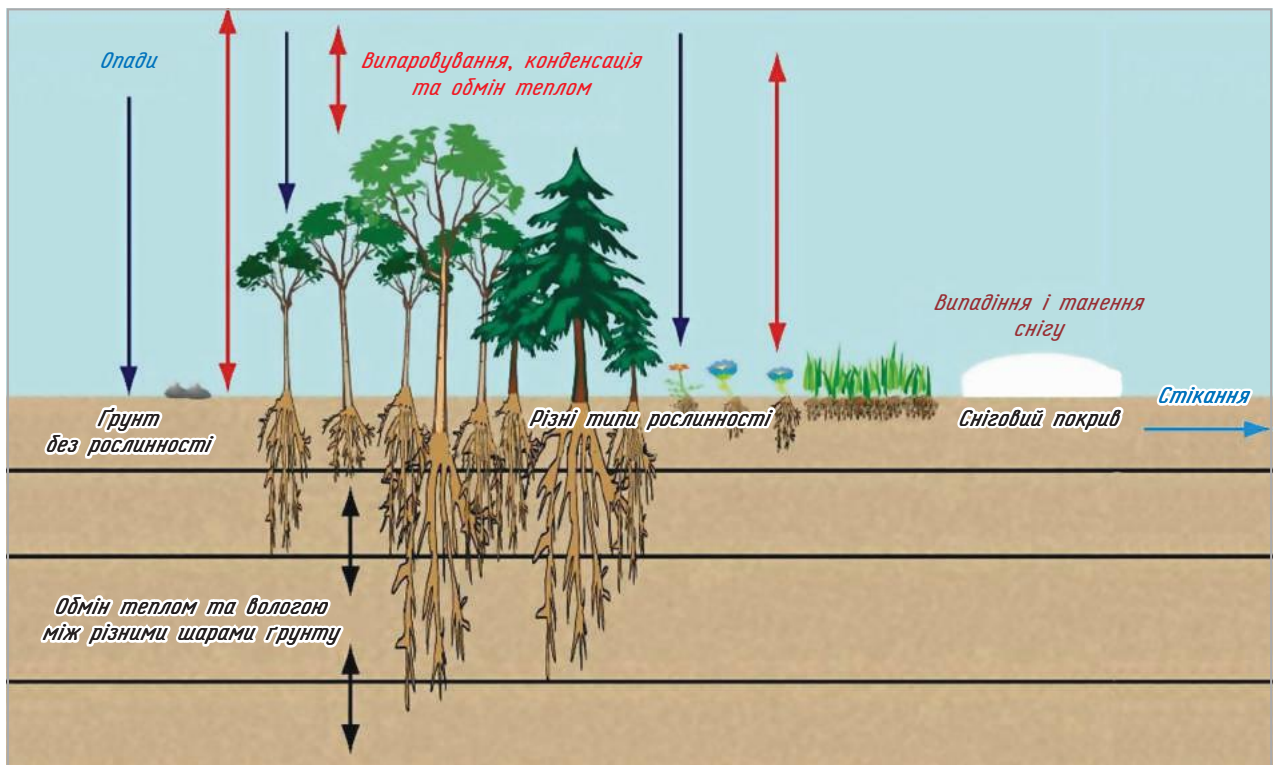


Рис. 3.8. Головні процеси, які необхідно враховувати в моделі поверхні суші. Для простоти на рисунку не показані процеси накопичення вуглецю у рослинах та у ґрунті, а також обмін вуглецем між цими резервуарами і атмосферою. Джерело: Goosse H. et al. (2009)

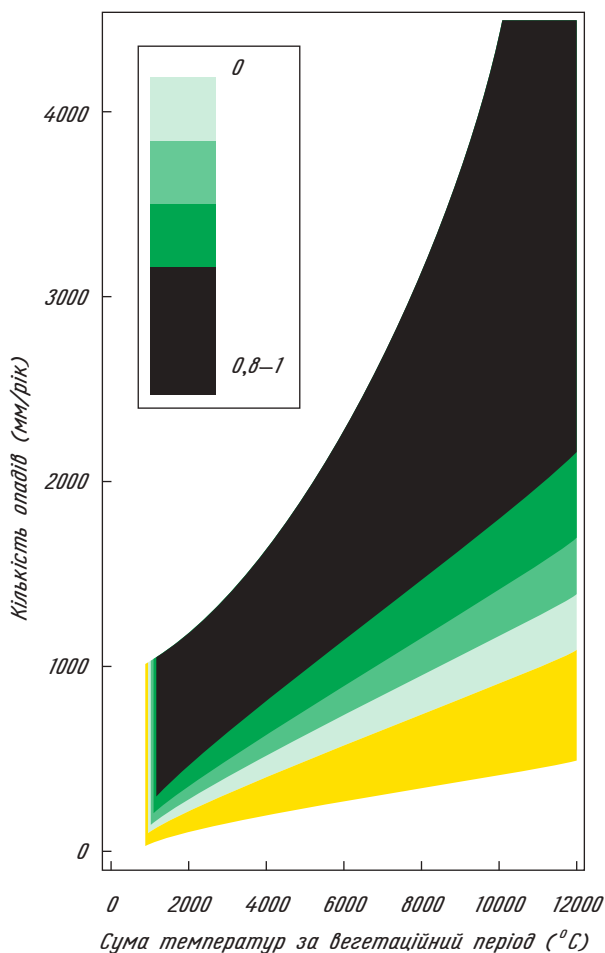


Рис. 3.9. Рівноважна частина дерев в моделі, яка включає два функціональні типи рослин і на чий розподіл у біологічному співтоваристві впливають тільки опади і сума температур за вегетаційний період ( $GDD$ ), визначена як сума середньоденних приземних температур для днів року з температурою вище ніж  $0^{\circ}\text{C}$ . Джерело: Broukin et al. 1997

В горизонтальній площині у більш складних моделях замість припущення однорідності поверхні, як це є у рівнянні (3.14), явно описується неоднорідність поверхні суші, пов'язана з існуванням рослинного покриву різного виду або відсутністю цього покриву, неоднорідність поверхні у містах і т. д. У вертикальній площині необхідно також описувати взаємодію між листяним покривом рослин, їх корінням і ґрунтом, але це неможливо зробити так просто, як це наведено у рівнянні (3.14).

У сучасні GCM-моделі введені складні схеми описання цих процесів. Зокрема, вони включають багаторівневу модель ґрунту, всебічний опис рослинного покриву, фізико-хімічні взаємодії між рослинами, ґрунтом і атмосферою. Вони також містять у собі складну схему річкового стоку, яка дозволяє розрахувати тривалість переносу води, а також її випаровування впродовж цього переносу до океану або внутрішнього моря.

В цих моделях істотно поліпшено опис вуглецевого циклу на суші (див. п. 2.3.3). В даний час більшість моделей клімату не включають опис вічної мерзлоти, але ця прогалина буде ліквідована, тому що протягом XXI століття очікуються значні зміни у розповсюдженості вічної мерзлоти, які потрібно моделювати.

В деяких моделях структуру рослинності та її розподіл у біологічному співтоваристві задають як граничну умову або як зовнішній вплив (форсинг), наприклад, якщо задаються зміни у землекористуванні. Ця інформація далі використовується для визначення фізичних характеристик поверхні і ґрунту, а також накопичення вуглецю над поверхнею суші. Однак існують *глобальні моделі динаміки рослинності* (DGVMs), які у явному вигляді розраховують швидкоплинну динаміку рослинного покриву як реакцію на зміни клімату і вплив лісових пожеж. DGVM-моделі можуть також надати картину просторового розподілу *біомів*, які знаходяться в рівновазі з умовами клімату (рис. 3.9). Звичайно, в DGVM-моделях неможливо представити кожен частку поверхні, покриту одним з сотень тисяч різновидів рослинності. Тому рослинність групують у *функціональні типи рослинності* (PFTs), які мають загальні характеристики. Найпростіші моделі використовують тільки два PFTs (перший тип — дерева і трава, другий — поверхня, не покрита деревами або травою, що відповідає відсотку пустельної поверхні суші в комірниці сітки), у більш складних моделях можуть враховувати більш ніж з десяток різних PFTs.

### 3.3.5. Морська біогеохімія

Моделі біогеохімічних циклів в океанах базуються на системі рівнянь, подібних до рівнянь для температури і солоності океану (3.10) і (3.11):

$$\frac{d\text{Trac}_{bgc}}{dt} = F_{diff} + \text{Sources} - \text{Sinks}, \quad (3.17)$$

де  $\text{Trac}_{bgc}$  — будь-яка біогеохімічна субстанція (змінна). Ці змінні часто називаються трасерами, тому що вони переносяться та перемішуються завдяки океанським течіям (ліва частина і член  $F_{diff}$  у правій частині рівняння).

Змінна  $\text{Trac}_{bgc}$  може представляти  $DIC$ ,  $Alk$ , концентрацію різних хімічних речовин (зокрема, поживних елементів, необхідних для росту фітопланктону) або біомасу різних груп фітопланктону, детрит, зоопланктон і (рідше) більш високі трофічні рівні. Спрощені моделі вуглецевого циклу включають тільки декілька змінних стану, тоді як найскладніші біогеохімічні моделі мають більш ніж 30 змінних.

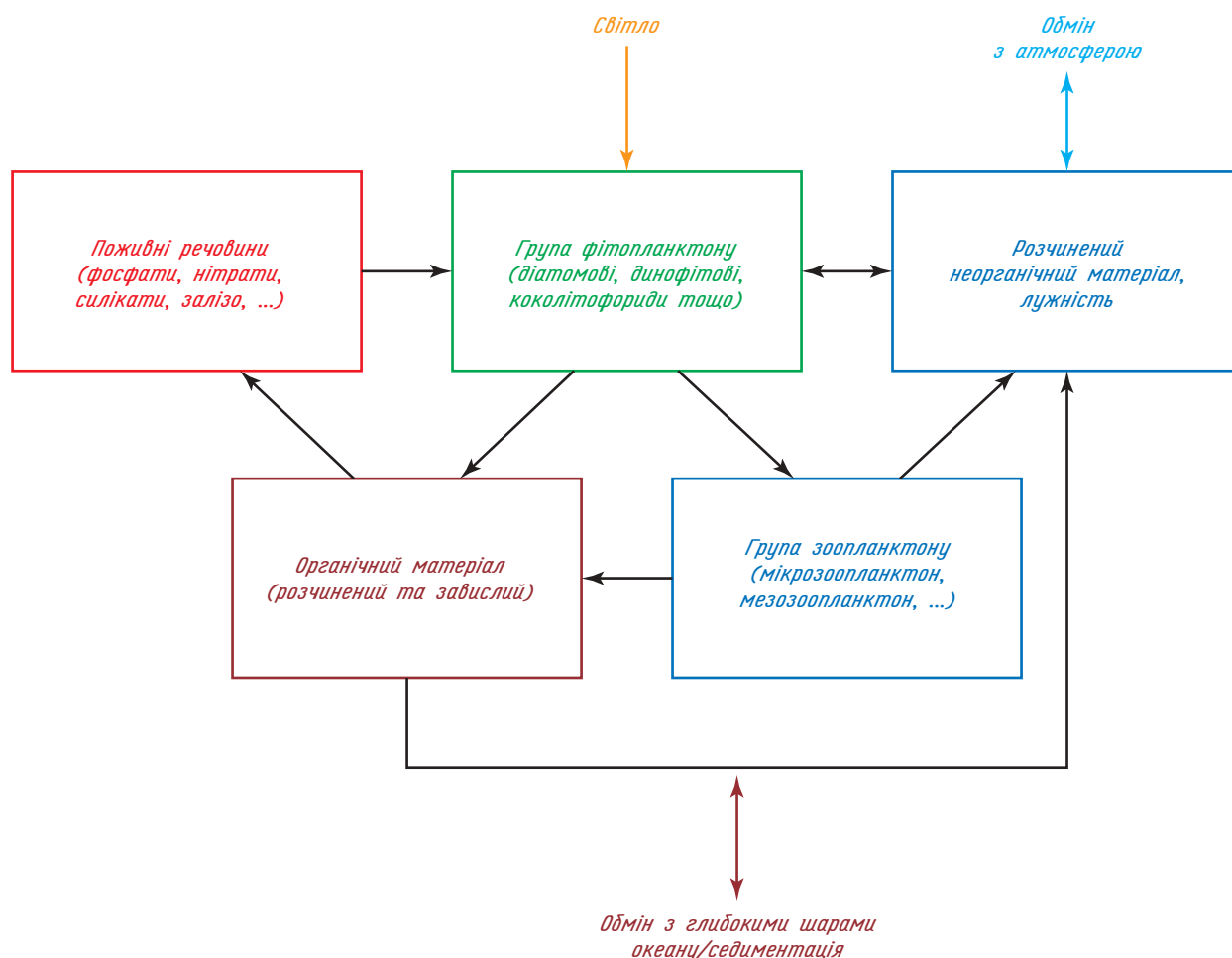


Рис. 3.10. Спрощена схема деяких змінних біогеохімічної моделі. Взаємодії між наведеними групами є складними, оскільки різним видам фітопланктону, який споживається різними видами зоопланктону, потрібні різні поживні речовини і т. п. Джерело: Goosse H. et al. (2009)

Члени *Sources* (Джерела) і *Sinks* (Стоки) описують зростання або зменшення концентрації біогеохімічної змінної через біогеохімічні процеси, зокрема ті, що описані в п. 2.3. Наприклад, для конкретної групи фітопланктону *Sources* можуть бути пов'язані з приростом біомаси за рахунок фотосинтезу, тоді як *Sinks* — зі споживанням фітопланктону зоопланктоном, а також з його відмиранням. Крім процесів, що відбуваються у виділеному стовпі води, деякі моделі включають опис процесів седиментації в океані для того, щоб з'явилися можливості вивчати великомасштабні зміни у вуглецевому циклі.

### 3.3.6. Льодяні щити

Як вже відзначалося при описі атмосфери і морської криги, моделі льодяних щитів можна розділити на два головних блоки: *динамічне ядро*, в якому розраховується потік льоду, і *термодинамічна частина*, яка оцінює зміни температури льоду, акумуляцію снігу, танення і т. п.

Швидкість пересування льоду можна обчислити за допомогою відповідного повного тривимірного рівняння. Такий підхід є корисним в регіональних моделях, за якими здійснюються дослідження в одному регіоні, але для моделей клімату, за допомогою яких обчислюють динаміку глобальних льодяних щитів на великих часових масштабах, часто необхідно використовувати деякі наближення.

Накопичення об'єму льоду ( $H$ ) можна записати як

$$\frac{\partial H}{\partial t} = -\vec{\nabla} \cdot (\vec{v}_m H) + M_b, \quad (3.18)$$

де  $\vec{v}_m$  — вектор осередненої по глибині горизонтальної швидкості,  $M_b$  — баланс маси льоду, який розраховується з урахуванням накопичення снігу, а також процесу танення льоду. Танення льоду на поверхні можна розрахувати за допомогою рівняння балансу енергії на поверхні (подібного рівнянню (2.36), а також див. п. 3.3.3). Простіші підходи до оцінки поверхневого танення засновані на методах «днів з температурою вище  $0^\circ\text{C}$ », які пов'язують швидкість танення з температурою в такі дні.

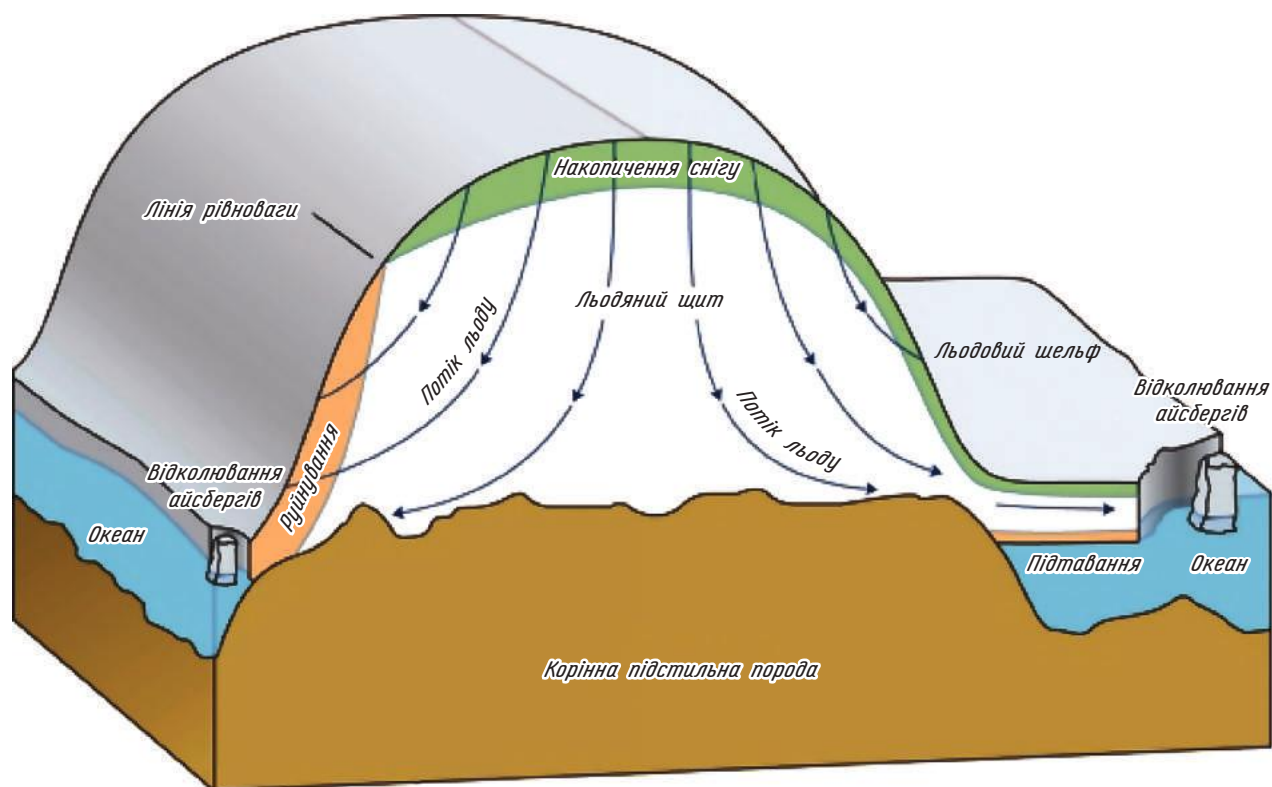


Рис 3.11. Головні процеси, які необхідно враховувати в моделі льодяного щита. Джерело: <http://www.solcomhouse.com/icecap.htm>

Важливим елементом в балансі маси на поверхні льодяного щита є положення *лінії рівноваги* між областями щита, де у середньому за рік сніг накопичується, і там, де відбувається руйнування льодяного щита (тобто там, де в середньому за рік процеси танення снігу та льоду переважають над процесами їх накопичення). У сучасних умовах в багатьох областях Гренландського льодяного щита переважають процеси руйнування, тоді як на більш холодному Антарктичному льодяному щиті ці процеси відбуваються тільки в деяких областях.

Танення на нижній межі льодяного щита розраховується з рівняння балансу переносу тепла в льодяній масі та в підстильній породі з врахуванням геотермічного потоку тепла. На швидкість руху льоду великий вплив мають саме умови на нижній межі льодяного щита, зокрема в якому фазовому стані там існує волога — вода або лід, наблизений до точки танення при відповідному тиску, тому що при цьому суттєво зменшується тертя у порівнянні з умовами, коли лід має температуру значно нижчу, ніж температура танення.

В моделях льодяних щитів також необхідно враховувати взаємодію між льодом, розташованим над поверхнею землі (*материковий лід*), та *льодяним шельфом* (див. рис. 3.11). Завдяки локальним процесам танення та відколювання айсбергів льодяні шельфи суттєво впливають на баланс маси льодяних щитів, як це зараз

спостерігається в Антарктиді. До того ж шельф створює умови для низхідних потоків материкового льоду. Дійсно, експериментальні спостереження показали, що недавні руйнування льодяних шельфів у деяких районах спричинили прискорення руху материкового льоду.

Крім того, в моделях льодяних щитів може бути описана взаємодія льодяного щита з корінною материковою породою, що знаходиться під ним. Зокрема, вага льодяного щита прогинає підстильну поверхню материкової породи, тому необхідно розраховувати висоту поверхні материкової породи як функцію маси льоду. Це дає можливість більш коректно оцінити швидкість зростання льодяного щита з урахуванням його товщини.

### 3.3.7. Об'єднання між складовими системи — моделі системи Земля

В динаміці клімату особливо важливу роль відіграють взаємодії між складовими кліматичної системи. Вітрові напруги, потоки тепла і прісної води на поверхні океану є головними чинниками океанічної циркуляції (див. п. 1.3.2). Випаровування на поверхні океану є найбільшим джерелом водяної пари в атмосфері, а ця пара впливає на випромінювальні властивості повітря (п. 2.1.2) і потоки тепла в атмосфері (п. 2.1.5).

Сніг, що випадає на льодяні щити, є важливим елементом балансу їх маси. Можна наводити ще багато інших прикладів такого взаємного впливу. Звичайно ця взаємодія відбувається через потоки відповідних субстанцій на границях між складовими системи.

Деякі з таких взаємодій можна досить просто обчислити за допомогою модельних змінних стану, тоді як для інших потрібні дуже складні схеми параметризації. Так, параметризації вітрової напруги і потоків тепла на нижній межі атмосфери (напр., рівняння (2.33) і (2.34)) можна побудувати на основі теорії *атмосферного граничного шару*. Проте при цьому все ж використовують емпіричні параметри, які залежать від характеристик підстильної поверхні, чим вводять деяку невизначеність у визначення приземних потоків імпульсу та тепла.

При створенні кліматичної моделі або моделі системи Земля технічна операція об'єднання різних кліматичних складових генерує додаткові труднощі. Комп'ютерні дискретні моделі окремих складових звичайно розроблюються незалежно різними групами дослідників, при цьому використовуються різні стандарти кодування, різні числові сітки і т. п. Тому необхідно розробляти інтерфейс і використовувати т. зв. «зчіплювач», тобто комп'ютерну програму, спеціально пристосовану для опису обмінів між різними складовими кліматичної системи.

В п. 3.3 були описані головні елементи більшості сучасних моделей системи Земля. Однак наведений опис далекий від вичерпного. Для того щоб одержати більш комплексне представлення складних взаємодій в кліматичній системі, відбувається безперервний процес включення нових компонентів (наприклад, моделі кругообігів метану і азоту, більш точне представлення хімічних процесів в атмосфері і т. д.).

### 3.4. ЧИСЛОВЕ РОЗВ'ЯЗАННЯ РІВНЯНЬ

#### 3.4.1. Сумісність, збіжність і стійкість

Рівняння, які описують кліматичну систему, є *диференціальними рівняннями у частинних похідних* (PDEs), див., наприклад, п. 3.3, крім випадків, коли використовуються надзвичайно спрощені моделі (п. 3.2.1). Першим необхідним кроком при розв'язанні таких рівнянь є дослідження їх математичної коректності (*доброї обумовленості*), тобто існування їх єдиного розв'язку, яке залежить від початкових і граничних умов. Таким чином, при розв'язанні диференціальних рівнянь у частинних похідних необхідно також задати належним чином початкові і граничні умови. Наприклад, щоб розв'язати рів-

няння (3.10) для розрахунку температури в океані по визначеному полю швидкості, необхідно задати початкову температуру над всією розрахунковою областю в момент часу  $t_0$ , а також граничну умову для всіх точок на просторових межах розрахункової області. Цю умову можна задати або у вигляді значень потоку тепла, або у вигляді значень температури у цих точках. Далі будемо вважати, що всі задачі, які будуть досліджуватися, є добре обумовленими з математичної точки зору.

Для того щоб розв'язати рівняння, які включені до математичної моделі, розробленої для кожної складової кліматичної системи (п. 3.3), їх необхідно трансформувати в числові моделі, які далі можна розв'язати за допомогою комп'ютера. Першим методом такої трансформації, який ймовірно є найлегшим для розуміння, є апроксимація похідних у диференціальних рівняннях *скінченними різницями*. Тому він називається *методом скінченних різниць*. При цьому розв'язок рівняння вже є не безперервною функцією (як це було для PDEs), а дискретною функцією, значення якої визначені тільки для конкретних моментів часу, відокремлених один від одного кроком часу  $\Delta t$ , і в конкретних точках простору, відокремлених одна від одної просторовим кроком  $\Delta x$  (та  $\Delta y$  і  $\Delta z$  для тривимірної задачі).

Візьмемо, наприклад, просте звичайне диференціальне рівняння:

$$\frac{du}{dt} = A \cos(t), \quad (3.19)$$

де  $t$  — час,  $u$  — змінна стану (наприклад, швидкість), яка тут залежить тільки від часу,  $A$  — константа.

Похідну за часом можна апроксимувати наближеною скінченною різницею, що веде до нового рівняння в скінченних різницях

$$\frac{U^{n+1} - U^n}{\Delta t} = A \cos(n\Delta t), \quad (3.20)$$

де  $U^n$  — дискретний розв'язок рівняння в скінченних різницях на часовому кроці  $n$ . Якщо крок  $\Delta t$  постійний, то  $t = n\Delta t$ , якщо припустити, що початковий час дорівнює нулю.

Якщо відомо  $U^n$ , це рівняння можна розв'язати для  $U^{n+1}$  (рис. 3.12)

$$U^{n+1} = U^n + \Delta t [A \cos(n\Delta t)]. \quad (3.21)$$

Такі задачі називаються *задачами з початковими умовами*, тому що, коли вказані початкові умови, можна одержати значення у будь-який момент часу, просуваючись або «маршируючи» у часі (Мезингер, Аракава, 1979).

Для того щоб числовий метод був прийнятним, він повинен мати дві фундаментальні властивості. По-перше, рівняння в скінченних різни-

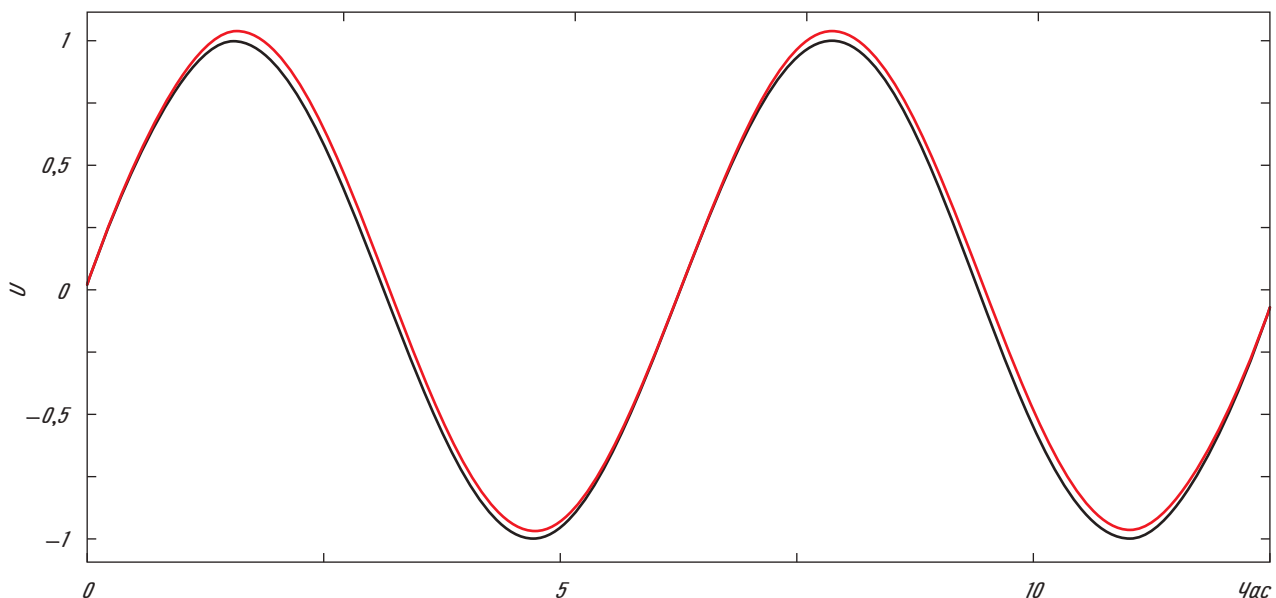


Рис. 3.12. Аналітичний розв'язок рівняння (3.18), що використовує  $A = 1$  і  $u(t = 0) = 0$  (чорний) і числовий розв'язок рівняння (3.20) з кроком часу  $\Delta t = \pi/50$  (червоний). Дискретні розв'язки  $U_n$  у моменти часу  $t = n\Delta t$  з'єднані між собою лініями. Відзначимо, що набагато більш точний розв'язок можна одержати, використовуючи рівняння  $U^{n+1} = U^n + \Delta t [A \cos((n + 1/2)\Delta t)]$  замість (3.20), тобто розраховуючи косинус в моменти часу  $t = (n + 1/2)\Delta t$  замість моментів  $t = n\Delta t$ . Джерело: Goosse H. et al. (2009)

цях повинно бути сумісним з диференціальним рівнянням у частинних похідних. Це означає, що при  $\Delta t \rightarrow 0$ ,  $\Delta x \rightarrow 0$ , рівняння в скінченних різницях повинно збігатися з PDE. Це абсолютна вимога, яка гарантує, що рівняння, яке розв'язується числовим методом, є добрим наближенням до вихідної математичної моделі. Ця вимога перевіряється за допомогою розгортання членів рівняння в скінченних різницях у ряд Тейлора. Для лівої сторони рівняння (3.20) ця процедура надає:

$$U^{n+1} = U^n + \frac{du}{dt} \Delta t + \frac{1}{2} \frac{d^2u}{dt^2} \Delta t^2 + \text{члени вищого порядку} \quad (3.22)$$

і тому

$$\frac{U^{n+1} - U^n}{\Delta t} = \frac{du}{dt} + \frac{1}{2} \frac{d^2u}{dt^2} \Delta t + \text{члени вищого порядку}. \quad (3.23)$$

При  $\Delta t \rightarrow 0$  ліва частина співвідношення (3.23) прямує до  $du/dt$ . Таким чином доказано, що використана числова схема апроксимації часової похідної (3.20) є сумісною.

По-друге, розв'язок рівняння у скінченних різницях повинен збігатися з розв'язком PDE при  $\Delta t \rightarrow 0$  та  $\Delta x \rightarrow 0$ . У наведеному вище прикладі це означає, що

$$U(n\Delta t) \rightarrow u(t) \text{ коли } \Delta t \rightarrow 0. \quad (3.24)$$

Ця вимога збіжності пов'язана з обчислювальною стійкістю, яка означає, що числова схема є обчислювально стійкою, якщо розв'язок

рівняння у скінченних різницях у фіксований момент часу залишається обмеженим при  $\Delta t \rightarrow 0$ . Простіше кажуть, що така числова модель при  $\Delta t \rightarrow 0$  не «вибухає». Дійсно, теорема Лакса—Ріхмайєра, формальне виконання якої можна довести для добре обумовленої задачі з початковими даними, засвідчує, що для сумісного числового методу властивості стійкості і збіжності рівноцінні.

Як результат, на практиці методи, які використовуються для перевірки збіжності числової схеми, засновані на аналізі її стійкості. У деяких випадках є можливість явно продемонструвати, що розв'язок у скінченних різницях є обмеженим — властивість, яка загалом зумовлена критерієм, залежним від співвідношення  $\Delta t$  і  $\Delta x$ . Загальним критерієм, який визначає найбільші значення кроків за часом і у просторі, є метод Неймана, в якому стійкість рівняння у скінченних різницях аналізується за допомогою розв'язку на відповідний набір базових функцій, загалом використовуються ряди Фур'є.

Аналіз, виконаний у рівнянні (3.23), також дозволяє визначити т. зв. похибку урізання або транкаційну похибку (тобто різницю між PDE і рівнянням у скінченних різницях). Ця похибка характеризується порядком точності, який відповідає найменшому степеню першого члена різниці апроксимації в (3.23). Таким чином, схема, використана для апроксимації часової похідної в рівнянні (3.20), має похибку урізання першого порядку. Крім невизначеності, що безпосередньо пов'язана з формулюванням фізичної моделі природного процесу, визначенням початкових

і граничних умов, додатковим джерелом помилок в числовому розв'язанні є представлення чисел у комп'ютері обмеженою кількістю цифр.

### 3.4.2. Дискретизація у часі та просторі за допомогою скінченних різниць

Існує багато способів числової дискретизації диференціальних рівнянь, і вибір будь-якого з них залежить від властивостей числової схеми. Крім сумісності та стійкості при досить тривалих кроках у часі, схема повинна бути достатньо точною і при цьому не потребувати значного комп'ютерного часу. В п. 3.4.1 наведений перший приклад дискретизації у часі, яка називається *направленою вперед схемою* (або *направлений вперед метод Ейлера*)

$$\frac{U^{n+1} - U^n}{\Delta t} = F(U^n). \quad (3.25)$$

При цьому права сторона рівняння подана як функція  $F(U^n)$  в загальному вигляді.

Альтернативною схемою є центрована різниця (*схема чехарди*):

$$\frac{U^{n+1} - U^{n-1}}{2\Delta t} = F(U^n), \quad (3.26)$$

яка має похибку урізання другого порядку і тому в принципі точніша, ніж направлена вперед схема першого порядку. Проте у цій схемі присут-

ні та зростають фізично необумовлені *моди*, які загалом стабілізуються за допомогою часового фільтра.

У неявних схемах права сторона рівняння розраховується не тільки в кроці часу  $n$ , але і в кроці часу  $n + 1$ . У цьому випадку  $F$  стає функцією як  $U^n$ , так і  $U^{n+1}$ . Якщо  $F$  є функцією тільки  $U^{n+1}$ , така схема є *повністю неявною* або *направленою назад*. Для отримання значення  $U^{n+1}$  неявні схеми потребують розв'язання рівнянь або системи рівнянь, які можуть бути нелінійними. Тому неявні схеми є відносно коштовні за комп'ютерним часом. З іншого боку, у неявних схемах можна використовувати довші кроки за часом, що є суттєвою перевагою в деяких обставинах.

Для дискретизації просторових похідних існує така ж різноманітність числових схем (Андерсон та ін., 1990). Розглянемо рівняння дифузії

$$\frac{\partial u}{\partial t} = k \frac{\partial^2 u}{\partial x^2}, \quad (3.27)$$

де  $k$  — константа. Це рівняння можна подати у дискретному вигляді як

$$\frac{U_j^{n+1} - U_j^n}{\Delta t} = k \frac{U_{j+1}^n - 2U_j^n + U_{j-1}^n}{\Delta x^2}. \quad (3.28)$$

Індекс  $j$  позначає номер  $j$ -го вузла просторової сітки, який знаходиться на відстані  $(j - 1)\Delta x$  від першого вузла сітки, якщо крок сітки  $\Delta x$  є постійним. Можна легко показати, що ця схема

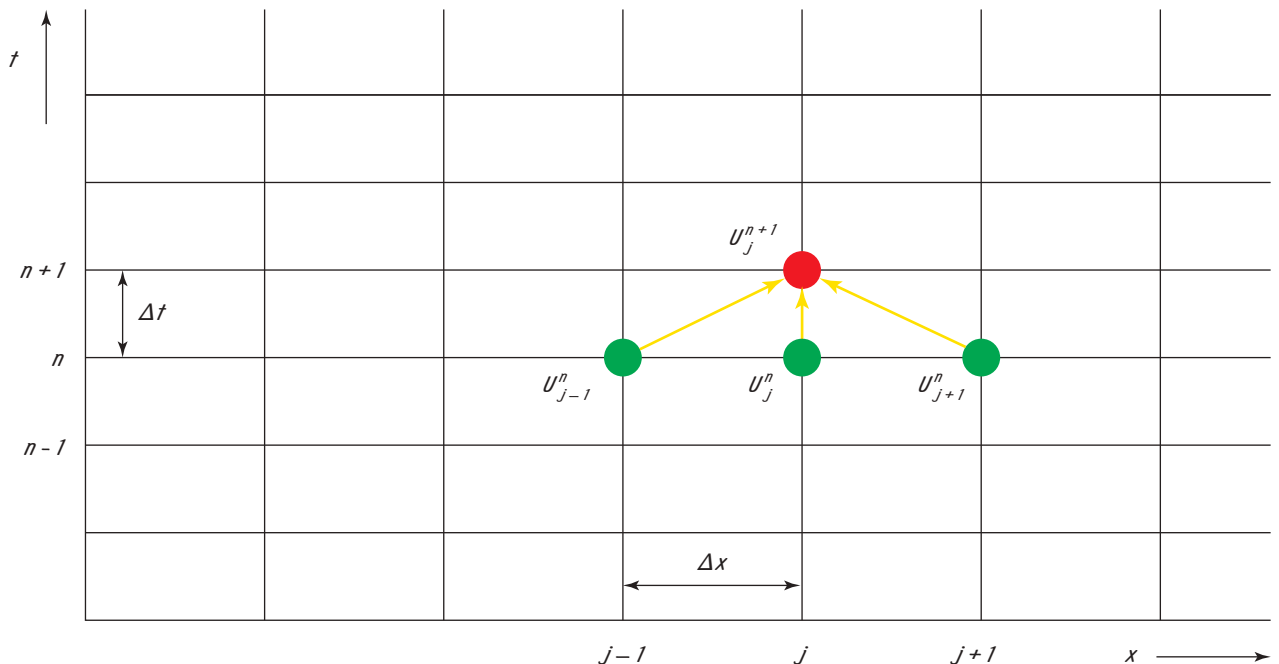


Рис. 3.13. Схематичне зображення структури сітки у просторі та часі з одним просторовим вимірюванням для числової схеми, використаної у рівнянні (3.28). Ця схема доводить, що  $U_j^{n+1}$  залежить від  $U_{j-1}^n$ ,  $U_j^n$  та  $U_{j+1}^n$ . Джерело: Goosse H. et al. (2009)

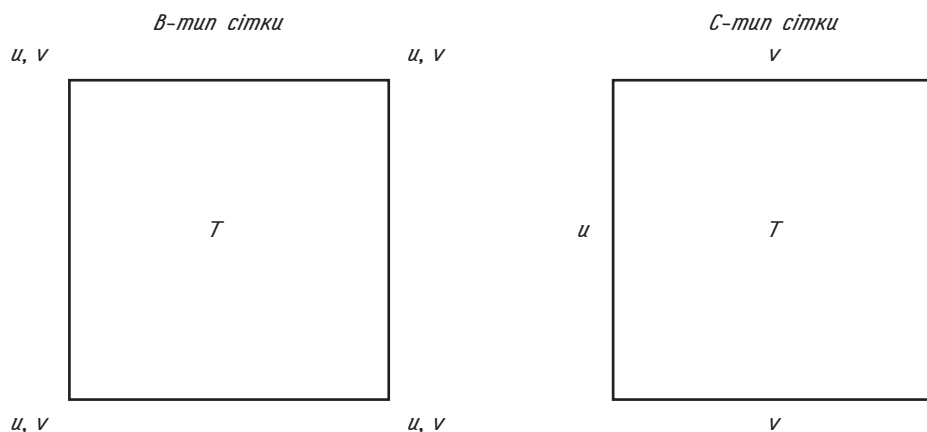


Рис. 3.14. Розташування деяких змінних на розхитаних сітках *B* і *C*, згідно з класифікацією *Arakawa and Lamb (1977)*. Див. *Мезингер, Аракава (1979)*

є сумісною і що похибка урізання має перший порядок за часом та другий порядок у просторі. Вона є стійкою, якщо

$$k \frac{\Delta t}{\Delta x^2} \leq \frac{1}{2}, \quad (3.29)$$

що ілюструє зв'язок, який звичайно існує між  $\Delta t$  і  $\Delta x$ . За цією схемою на кожному кроці за часом  $n + 1$  рішення у вузлі  $j$  оновлюється по значеннях, обчислених на кроці часу  $n$  для вузлів  $j - 1$ ,  $j$  і  $j + 1$  (рис. 3.13).

У наведених вище двох прикладах (рівняння (3.19) і (3.27)) розглядалося тільки одне рівняння для однієї змінної. Проте, коли розглядаються всі компоненти кліматичної системи, необхідно розв'язувати одночасно рівняння для декількох змінних. З числових причин ці змінні можуть бути розміщені у різних вузлах сітки — така ситуація називається «розхитані сітки». Аракава і Лемб (1977) запропонували класифікацію типів сіток. Дві найбільш популярні — сітки *B* і *C*. Якщо ми розглядаємо елементарний прямокутник сітки для океанської моделі, наприклад, для сітки типу *B*, температура  $T$  (також як і солоність, тиск і густина) обчислюється в центральному вузлі сіткової комірки, а складові швидкості  $u$  і  $v$  — у кутах цієї комірки (рис. 3.14). Для сітки типу *C* складові швидкості обчислюються на сторонах прямокутника. Розхитані сітки також широко використовуються у вертикальній площині — швидкість звичайно обчислюється на межах шарів, а температура визначається у центрі шарів.

### 3.4.3. Спектральний метод і метод скінченних елементів

Крім методу скінченних різниць, для дискретизації рівнянь у частинних похідних можна використати декілька інших методів. Один з них

передбачає перед дискретизацією проведення інтегрування основного рівняння системи по обмеженому об'єму. Цей метод обмеженого об'єму має ту перевагу, що він явно і легко гарантує збереження окремих важливих властивостей при дискретизації. Якщо зроблені деякі гіпотези щодо характеру поведінки змінних усередині об'ємів, можна отримати числові схеми, подібні до описаних методів скінченних різниць (*Пейрета Тейлор, 1986*).

У методі *Галкеріна* числовий розв'язок дискретизується у просторі у вигляді суми  $k$  базових функцій  $\phi_k(x)$ , використовуючи коефіцієнти  $A_k$ , які залежать від часу, що приводить до спектрального представлення розв'язку

$$U(x, t) = \sum_{k=1}^K A_k(t) \phi_k(x). \quad (3.30)$$

Тоді метою розв'язання задачі стає визначення коефіцієнтів  $A_k$ . Чим більша кількість базових функцій використовується (тобто чим більше число  $k$ ), тим більш точним є просторове представлення розв'язку. Великою перевагою цього методу є те, що просторову похідну  $U(x, t)$  можна аналітично обчислити з  $d\phi_k(x)/dx$  без будь-якої додаткової апроксимації. При цьому повинен бути адекватним вибір базових функцій. Для одновимірної задачі природним вибором такої функції є ряд *Фур'є*. Для задачі зі сферичною геометрією, зокрема для глобальних атмосферних моделей, використовуються *сферичні гармоніки*. Вони є добутком рядів *Фур'є* по довготі та відповідних *поліномів Лежандра* по широті.

*Спектральне і сіткове* представлення (для їх уявлення у фізичному просторі див. для зразка рис. 3.13) доповнюють один одного. Перший метод забезпечує точні розрахунки горизонтальних похідних, а другий — придатну структуру для оцінки нелінійних членів, а також фізики моделі (наприклад, розрахунок переносу радіації). При об'єднанні двох підходів потрібно провести

деяку трансформацію змінних при переході від фізичного до спектрального простору. Тут необхідно дотримуватися точної відповідності між числом базових функцій основи і горизонтальним розділенням сітки для того, щоб уникнути числових проблем у процесі цієї трансформації.

Метод скінченних елементів заснований на наближенні, подібному до рівняння (3.30), але замість функцій  $\varphi_k(x)$ , які у спектральному методі покривають всю область розрахунків, тут використовуються *локальні базові функції*. Наприклад,  $\varphi_k(x)$  може бути дробово-лінійною функцією, яка дорівнює 1 у якомусь вибраному вузлі сітки і 0 у всій решті вузлів.

### 3.5. ТЕСТУВАННЯ ДОСТОВІРНОСТІ МОДЕЛЕЙ

#### 3.5.1. Перевірка, валідація, тестування

Незважаючи на дуже ретельну розробку, немає будь-якої гарантії, що комп'ютерна дискретна модель при її використанні буде відповідати цілям, для яких вона розроблялася. Так може виявитися, що деякі процеси, з початку розглядувані як такі, що ними можна знехтува-

ти, мають набагато більший вплив на систему; використана параметризація може не підходити для конкретних умов, що моделюються, або може бути несумісною з іншими гіпотезами, використовуваними в моделі; вибір параметрів моделі може бути далеким від оптимального і так далі. Як результат, кліматичні моделі необхідно перевіряти для визначення їх якості та оцінки їх роботи в реальних умовах. У цьому сенсі завжди необхідно враховувати наукові задачі дослідження (або досліджень), що виконуються за допомогою конкретної моделі. Хоча принципи залишаються однаковими, випробування, які проводяться з моделлю, розробленою до аналізу динаміки глобального вуглецевого циклу в останній мільйон років (див. п. 5.3.2), явно будуть відмінні від випробувань для моделі, розробленої для розрахунків траєкторій майбутніх змін клімату з найвищим можливим розділенням.

На першому кроці перевіряється, чи розв'язує адекватно дискретна числова модель рівняння фізичної моделі. Ця процедура, яка часто називається *перевіркою* (рис. 3.15), має справу тільки з числовим розділенням рівнянь в моделі, але не з відповідністю моделі фізичній реальності. При цьому перевіряється, щоб в програму не були внесені ніякі помилки кодування. Числові методи, що використовуються для розв'язання рівнянь моделі, повинні також бути переві-

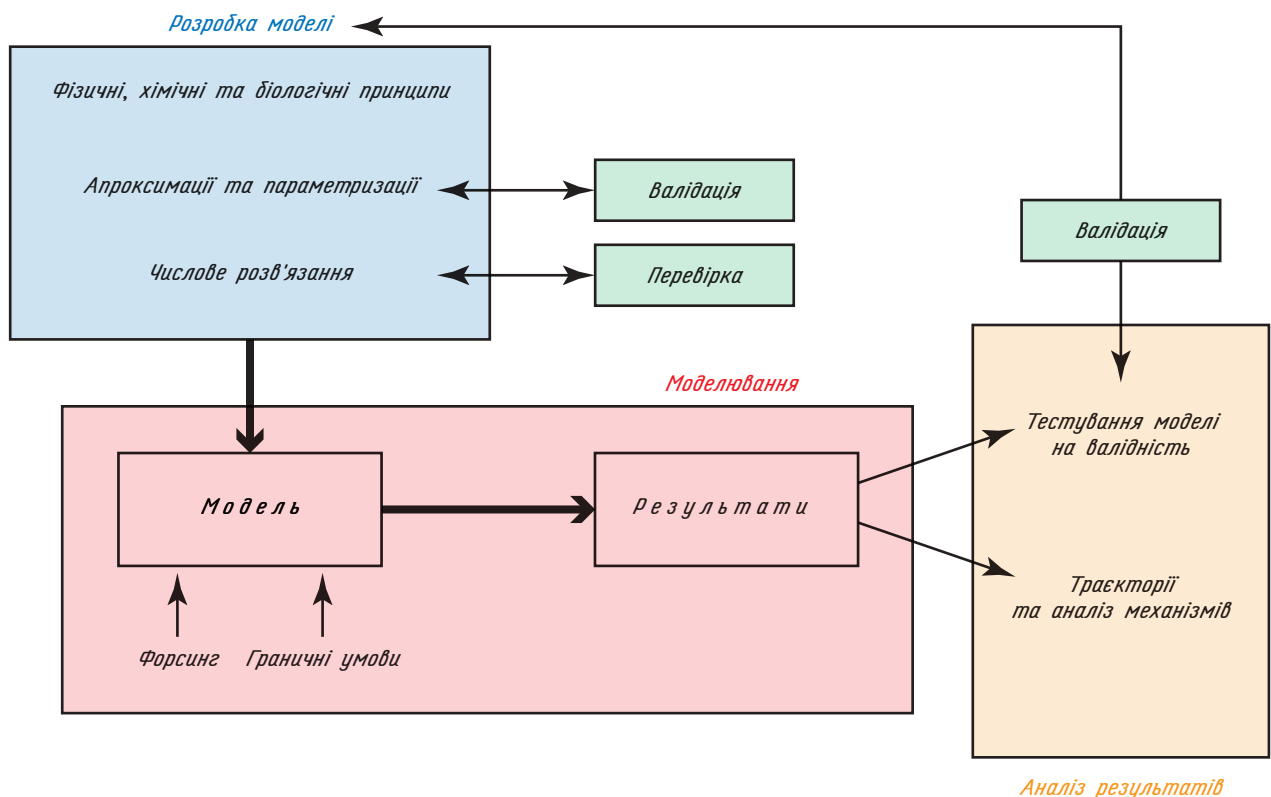


Рис. 3.15. Модифікована версія рис. 3.1, яка ілюструє включення до етапів розробки і використання моделі клімату процедур перевірки та валідації. Додана стрілка від блоку аналізу результатів у напрямку до блоку розробки моделі, щоб показати, що валідація є безперервним процесом. Джерело: Goosse H. et al. (2009)

рені на достатню точність. Для виконання такої перевірки існують різні методи. Стандартним є *порівняння числового розв'язку з аналітичним* у тестових випадках, що надзвичайно ідеалізуються, для яких можливий точний розв'язок. Також можливо формально вважати, що деякі використані частини комп'ютерної програми є правильними, наприклад, ті, що розв'язують великі системи  $n$  алгебраїчних рівнянь з  $n$  невідомими (до яких часто зводяться розв'язки числових аналогів диференціальних рівнянь у частинних похідних на модельних сітках).

Наступним кроком є процедура *валідації*, тобто визначення, наскільки точно модель відтворює фізичну реальність. Для того щоб це зробити, необхідно порівняти модельні результати із спостереженнями, одержаними в таких же фізичних умовах. Зокрема, перевіряється, наскільки описані в моделі граничні умови та форсинги коректно відображають фізичну ситуацію, що спостерігається. Також виконується валідація модельного опису окремих фізичних процесів, наприклад, опису змін альбедо снігу у відповідь на поверхневе танення і зміну температури. Звичайно це здійснюється для окремих районів у ході польових експериментів, спеціально виконаних для дослідження цих процесів.

Такі експерименти надають набагато більшу кількість надійних даних, ніж існуючі глобальні бази даних та можливість детальної оцінки опису таких процесів моделлю. На більших просторових масштабах різні компоненти моделі (атмосфера, океан, морська крига і т. д., див. п. 3.3) необхідно перевіряти незалежно, при цьому доведеться спочатку перевірити, чи добре визначаються граничні умови взаємодії з іншими компонентами.

Остаточні результати всієї об'єднаної моделі необхідно ще раз порівняти із спостереженнями. Ці кроки необхідні, тому що завжди можливі несподівані похибки після процедури об'єднання разом окремих компонентів моделі в одну зв'язану систему внаслідок нелінійних взаємодій між цими компонентами. Деякі модельні проблеми можуть також бути приховані за формулюваннями граничних умов, коли компоненти моделі розроблялися окремо. Проте при формуванні зв'язаної моделі, яка повинна забезпечити прийнятні результати, цього не достатньо. Для того щоб перевірити, чи забезпечена достовірність результатів правильною роботою моделі, необхідно перевірити, чи всі елементи моделі працюють вірно і чи задовільна загальна поведінка моделі не є результатом існування декількох похибок в її окремих елементах, які взаємно компенсують одна одну.

При обговоренні процедур *перевірки* та *валідації* ми повинні завжди усвідомлювати, що для кліматичних моделей ці обидві процедури можуть надавати тільки часткові результати, ок-

рім можливо деяких тривіальних випадків. Точність числового розв'язання можна оцінити тільки для невеликих елементів комп'ютерної програми або в найбільш спрощених умовах. Дійсно, якщо було б можливим одержати точний розв'язок, щоб перевірити розв'язок числової моделі у всіх можливих випадках, то не було би ніякого сенсу в розробці числової моделі! Порівняння модельних результатів із спостереженнями також обмежується деякими конкретними умовами, а повна валідація кліматичної моделі у всіх потенційно можливих ситуаціях потребує нескінченного числа тестувань. *Тому будь-яку кліматичну модель ніколи не можна розглядати як формально перевірену або валідну.*

Як правило, модель оголошується валідною, якщо вона пройшла достатню кількість тестувань. У такому випадку можна з високою мірою довіри аналізувати розрахункові *модельні прогнозні траєкторії* (проекції). Проте немає ніякої можливості формально гарантувати, що результати моделі будуть правильні, навіть якщо зовнішні умови лише злегка відмінні від тих, що використовувалися в процесі валідації, особливо у випадку моделювання такої складної системи, як кліматична. До того ж в кліматології немає ніякої одностайності щодо того, якою є достатня кількість тестувань.

Таким чином, необхідно уникати використання терміна «*валідна модель*» і фрази, подібної «*модель вже валідована*». Скоріше потрібно розглядати перевірку та валідацію як *процеси, що ніколи не приводять до завершального, остаточного висновку*. Потрібно безперервно повторно перевіряти модель в міру того, як з'являються нові дані або експериментальні результати. Таким чином, формування моделі можна розглядати подібно до становлення наукової теорії. Формулюються гіпотези і розроблюється перша версія моделі. Потім результати модельних розрахунків порівнюються із спостереженнями. Якщо модельні результати добре узгоджуються з експериментальними даними, можна вважати, що розроблена модель підтверджена для тих умов, які описуються наявними даними спостережень. Це збільшує довіру до цієї моделі, проте це не означає, що модель валідна для всіх можливих випадків. Якщо модельні результати не узгоджуються із спостереженнями, то модель потрібно поліпшити. Це може привести до появи нових гіпотез, до додаткових членів у рівняннях моделі або до включення до моделі нових процесів за рахунок нових рівнянь або нових схем параметризації.

Крім цього, розбіжності між модельними результатами і спостереженнями можуть бути пов'язані з неадекватним вибором значень деяких параметрів, методи розрахунку яких досі точно не встановлені (наприклад, коефіцієнти обміну у рівняннях (2.33) і (2.34)). Регулювання

(настройка) цих параметрів є частиною *процесу калібрування моделі*, яке також називають *настройкою моделі*. Якщо встановлено, що модель в деяких окремих випадках не може відтворювати результати спостережень, розробники моделі та споживачі повинні прийняти рішення щодо можливості використання моделі в інших ситуаціях, де випробування свідчать про кращу поведінку моделі. Наприклад, можна уявити модель клімату, яка не може без деяких модифікацій коректно відтворювати клімат Марса; проте цей факт не свідчить про неможливість її використання для моделювання кліматичних умов на Землі. З іншого боку, якщо ця модель добре працює як для Марса, так і для Землі, це добре випробування її *помилкостійкості*.

Взагалі *калібрування* фізичних параметрів є необхідним етапом випробувань і відмінно виправдовує себе, оскільки у дослідників немає апіорної причини вибрати будь-яке одне значення параметра з діапазону його коливань, що спостерігається у природі. Крім цього, калібрування числових параметрів дає можливість одержати найточніший розв'язок рівнянь. Проте необхідно бути дуже уважним, щоб гарантувати, що шляхом *штучного калібрування* не маскуються дефекти моделі та її результати не «підганяються» під задані наперед результати. Якщо таке відбувається, тоді є висока вірогідність, що відібрані параметри не забезпечать задовільні результати для інших природних умов (наприклад, добрі результати моделювання клімату ХХ ст. можуть бути недостатніми для визнання вірними результатів розрахунків клімату в кінці ХХІ століття). Для обмеження цього ризику необхідно виконати багато тестувань для широкого діапазону різних природних ситуацій і для різних елементів моделі, але кількість спостережень, яку можна використати для цього, часто явно недостатня для гарантування, що існуючі проблеми валідації цілком усунені.

Додатковою проблемою при безперервному поліпшенні будь-якої моделі та її калібрування при появі нових експериментальних даних є відсутність незалежних даних, щоб дійсно перевірити результати моделювання. В ідеальному випадку частину доступної експериментальної інформації потрібно використовувати для розробки і калібрування моделі, а іншу частину цих даних притримати для оцінки точності модельних розрахунків. Іншою прийнятною практикою є виділення або розробка таких компонентів моделі, для яких вибір конкретного значення параметрів, які калібруються, має несуттєвий вплив на результати моделювання, що дозволяє зменшити вплив самої процедури калібрування на модельні результати.

У всіх тестуваннях, що проводяться з моделлю, необхідно оцінити *узгодженість між модельними результатами і даними спостере-*

*жень*. Це складна задача, важливість якої іноді недооцінюють. Дійсно, порівняння розрахунків за різними моделями показали, що на сьогодні одна модель ніколи не дає найкращих результатів одночасно для всіх регіонів і всіх змінних. Використання нових, більш досконалих схем параметризації або уточнення значення одного параметра моделі, як правило, покращує результати в деяких областях, але одночасно погіршує в інших. Таким чином, повинна існувати угода, пов'язана з конкретним використанням будь-якої моделі. Інтуїтивно це можна зробити приблизно, візуально порівнюючи карти або графіки, що описують модельні результати та дані спостережень. Проте набагато кращим рішенням є визначення відповідної математичної методики оцінки, найпростішою з яких є *розрахунок середньоквадратичної похибки*. Для просторового поля однієї змінної, наприклад середньорічної приземної температури  $T_s$ , середньоквадратичну похибку модельних розрахунків (RMS) можна визначити як:

$$\text{RMS} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{k=1}^n (T_{s,\text{mod}}^k - T_{s,\text{obs}}^k)^2}, \quad (3.31)$$

де  $n$  — кількість вузлів сітки, для яких доступні дані спостережень;  $T_{s,\text{mod}}^k$  — модельне значення приземної температури в  $k$ -му вузлі;  $T_{s,\text{obs}}^k$  — фактичне значення приземної температури в  $k$ -му вузлі.

Цю оцінку можна поліпшити, якщо врахувати розмір області, яку репрезентує кожен вузол сітки, або ввести вагову функцію, значення якої найбільші для того географічного регіону, який нас цікавить найбільше. Якщо необхідно оцінити узгодженість між модельними результатами і даними спостережень по багатьох змінних, є різні шляхи об'єднання середньоквадратичних похибок RMS, розрахованих окремо по кожній змінній. В процесі порівняння модельних розрахунків та даних спостережень необхідно також враховувати похибки або невизначеності, які існують як в моделі, так і в даних спостережень. Похибки в даних спостережень можуть бути пов'язані безпосередньо з точністю приборів або точністю непрямого методу, що використовується для відновлення кліматичного сигналу (див. для зразка п. 5.3.3). Невизначеність може також бути пов'язана з *внутрішньою мінливістю системи* (див. пп. 1.1 і 5.2), оскільки дані спостережень і модельні розрахунки покривають порівняно короткий проміжок часу, який часто недостатній для оцінки середньої поведінки системи.

Наприкінці необхідно підкреслити, що кліматична модель, як і математична модель будь-якого фізичного процесу або явища, є тільки *інструментом* дослідження і може відтворювати фізичну реальність настільки, наскільки розроб-

ники моделі розуміють фізичні механізми, що управляють цими процесами або явищами.

### 3.5.2. Оцінювання результатів моделювання

У п. 3.5.1 було підкреслено крайню необхідність повного тестування якості модельних результатів. У цьому параграфі будуть представлені деякі стандартні випробування, які виконуються з будь-якою кліматичною моделлю. Проте не обговорюються випробування, які спеціально розроблені для аналізу точності числових методів або конкретної схеми параметризації.

Першою вимогою до кліматичної моделі є її здатність добре відтворювати клімат останніх десятиліть, для яких ми маємо добрі оцінки (див. рис. 3.16). Це означає, зокрема, виконання розрахунків, що включають еволюцію як природного, так й антропогенного форсингу (див. п. 5.5.2) за цей період. Для того щоб охарактеризувати квазірівноважну поведінку моделі, виконуються числові експерименти з постійним значенням форсингу, характерним для останніх десятиліть або для передіндустріальних умов (тобто перед будь-яким істотним антропогенним форсингом — або для 1750-х, або 1850-х років). В цьому випадку необхідно проаналізувати різницю між передіндустріальними умовами, розрахованими за допомогою моделі, та сучасними спостереженнями.

У цих випробуваннях проводиться порівняння осереднених за тривалий проміжок часу значень різних змінних всіх компонентів моделі з даними спостережень, які звичайно інтерполюються у вузли модельної сітки. Крім того, повинна бути перевірена здатність моделі відтворити мінливість клімату, що спостерігається на всіх часових масштабах — від характеристик відносно високочастотних варіацій аномалій температури (наприклад, хвилі тепла) до найголовніших мод

великомасштабної мінливості, таких як *Ель-Ніньо* — *Південне коливання* та *Північноатлантичне коливання* (див. п. 5.2). Також при відповідному значенні форсингу кліматичні моделі повинні відтворювати потепління біля поверхні Землі, що спостерігається впродовж останніх 150 років, а також інші зміни клімату, які відбувалися недавно.

Звісно, останні десятиліття складають тільки дуже малу частину змін клімату, що відбувалися з часу формування Землі (див. розділ 5), і тих, що очікуються в майбутньому. Для перевірки здатності моделей відтворити різні кліматичні умови необхідно провести також моделювання деяких минулих умов. Звичайно, якість доступних експериментальних даних для давніх умов набагато нижча за спостереження недавніх десятиліть і, можливо, іноді важко зробити надійні висновки від порівняння даних моделі та спостережень для минулих періодів. Однак ці дані є єдиною доступною можливістю оцінити можливі стани кліматичної системи.

Другим природним періодом для тестування є *Голоцен* (рис. 3.16) і останнє тисячоліття, в якому є досить надійні дані про варіації клімату (див. п. 5.5). Хоча й тут присутня істотна невизначеність експериментальних даних, але відомості про форсинг у цьому періоді набагато кращі, ніж для більш віддалених за часом історичних періодів. До того ж в цей період практично не змінювалися граничні умови (наприклад, топографія суші або океанська батиметрія, більш детально про це див. п. 1.5).

Останній льодовиковий максимум також є ключовим періодом, тому що він представляє відносно недавній клімат, який явно відрізняється від клімату останніх десятиліть (див. п. 5.4.2).

При проведенні випробувань для зазначених періодів необхідно конкретизувати такі змінні, як, наприклад, положення і форма великих льодяних щитів, розташованих на континентах, зміни меж суші/моря та глибин океану за рахунок

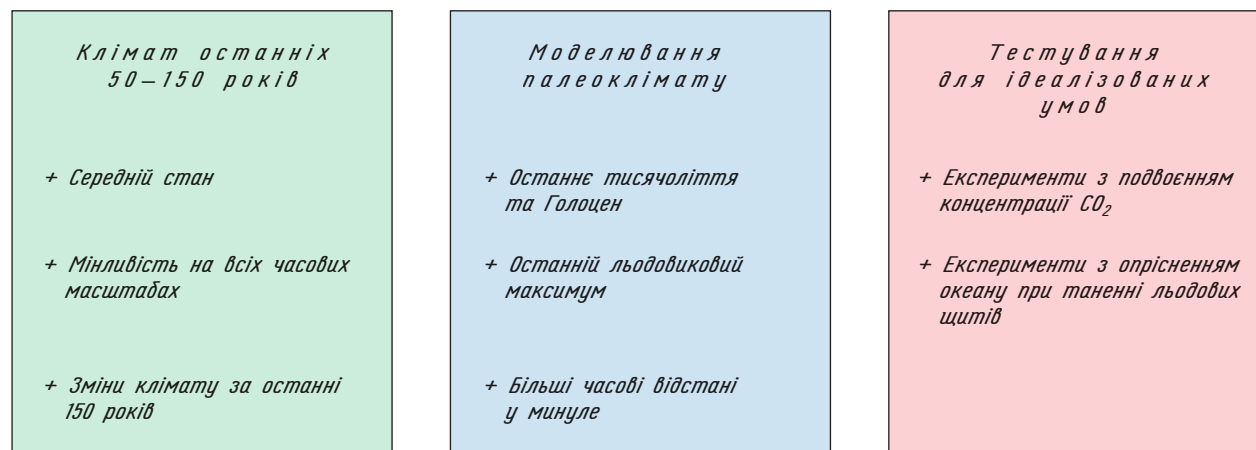


Рис. 3.16. Класичні випробування, що виконуються для кліматичних моделей. Джерело: Goosse H. et al. (2009)

зниження/підняття рівня моря, зміни рослинного покриву і випромінювальних властивостей атмосфери (зокрема, внаслідок збільшення вмісту пилу), якщо тільки вони не обчислюються в моделі в інтерактивному режимі. Всі ці елементи можуть бути джерелами невизначеності при моделюванні клімату. Клімати *передчетвертинного періоду* (див. п. 5.3) мають навіть більш широкий спектр варіацій, але для них існує значно більша невизначеність у значеннях форсингу, граничних умовах та й у характеристиках самого клімату. В результаті ці періоди зараз не використовуються як стандартні випробування для кліматичних моделей, хоча це ймовірно зміниться в найближчому майбутньому, в міру надходження нової експериментальної інформації.

Окрім вищезазначених випробувань, на кліматичних моделях виконуються *ідеалізовані експерименти* (рис. 3.16). Їх результати, звісно, не можуть безпосередньо порівнюватися із спостереженнями, оскільки вони не відповідають будь-якій спостереженій кліматичній ситуації. Проте вони дуже корисні для документування відгуку моделі на просте, чітко визначене збурення. Загалом проводяться два стандартні ідеалізовані експерименти.

Перший, пов'язаний з розрахунками при *подвійній концентрації CO<sub>2</sub>* в атмосфері, виконується для оцінки *чутливості кліматичної моделі* (див. п. 4.1.3). У другому експерименті (*опріснення океану*) в резервуар Північної Атлантики впускають велику кількість прісної води для того, щоб проаналізувати зміни клімату, генеровані *швидким таненням Гренландського льодяного щита*, і зв'язаною з цим зміну океанічної циркуляції (п. 5.5.1). Ці випробування також дозволяють порівнювати поведінку різних моделей в однакових експериментальних умовах. Таке порівняння результатів моделювання між собою дає можливість краще зрозуміти причини неоднакових відгуків різних моделей на однакові збурення. Результати таких порівнянь розміщуються в архівних базах даних, які гарантують широкий доступ. В таких доступних базах даних або в базах даних з обмеженим доступом зберігаються також результати інших розрахунків (наприклад, змодельовані клімати *середнього Голоцену* або останнього льодовикового максимуму, розрахунки змін клімату протягом останніх десятиліть та майбутні зміни клімату), що дає можливість великій кількості зацікавлених учених незалежно їх проаналізувати.

#### Використана література та література для поглибленого вивчення

Андерсон Д. Вычислительная гидромеханика и теплообмен / Андерсон Д., Таннехилл Дж., Плетчер Р. — М. : Мир, 1990. — Т. 1. — 384 с.; Т. 2. — 392 с.

Будыко М. И. Тепловой баланс Земного шара / Будыко М. И. // Изменения климата. — Л. : Гидрометеоздат, 1980. — С. 122—159.

Галлагер Р. Метод конечных элементов. Основы / Галлагер Р. — М. : Мир, 1984. — 428 с.

Горовая А. И. Гуминовые вещества. Строение, функции, механизм действия, протекторные свойства, экологическая роль / Горовая А. И., Орлов Д. С., Щербенко О. В. — К. : Наукова думка, 1995. — 303 с.

Изменения климата / Под ред. Дж. Гриббина. — Л. : Гидрометеоздат, 1980. — 360 с.

Математическое моделирование общей циркуляции атмосферы и океана / Г. И. Марчук, В. П. Дымников, В. Б. Залесный, В. Н. Лысоков, В. Я. Галин. — Л. : Гидрометеоздат, 1984. — 320 с.

Мезингер Ф. Численные методы, используемые в атмосферных моделях / Мезингер Ф., Аракава А. — Л. : Гидрометеоздат, 1979. — 136 с.

Модели общей циркуляции атмосферы / Под ред. Ю. Чанга. — Л. : Гидрометеоздат, 1981. — 351 с.

Моделирование климата и его изменений / В. П. Дымников, В. Н. Лысоков, Е. М. Володин, В. Я. Галин и др. — Электронная библиотека ОГЭКУ, 2010. — 139 с.

Пейре Р. Вычислительные методы в задачах механики жидкости / Пейре Р., Тейлор Т. Д. — Л. : Гидрометеоздат, 1986. — 352 с.

Самарский А. А., Михайлов А. П. Математическое моделирование: Идеи. Методы. Примеры / Самарский А. А., Михайлов А. П. — М. : Физматлит, 2002. — 320 с.

Тарко А. М. Антропогенные изменения глобальных биосферных процессов / Тарко А. М. — М. : Физматлит, 2005. — 232 с.

Флетчер К. Вычислительные методы в динамике жидкостей / Флетчер К. — М. : Мир, 1991. — Т. 1: Основные положения и методы. — 504 с.; Т. 2: Методы расчета различных течений. — 552 с.

Arakawa A. and Lamb V. (1977). Computational design of the basic dynamical processes in the UCLA general circulation model. In "General circulation models of the atmosphere", methods in computational physics, № 17, J. Chang, editor. — Academic Press, 174—264.

Bonan G. (2008). Ecological climatology, concepts and applications. — Cambridge University Press, 550 pp.

Brovkin, V., Ganopolski A., and Svirezhev Y. (1997). A continuous climate-vegetation classification for use in climate-biosphere studies // Ecological Modelling, № 101: 251—261.

Budyko M. I. (1969). The effect of solar radiation variations on the climate of the Earth. Tellus 21: 611—619.

Claussen M., Mysak L. A., Weaver A. J., Crucifix M., Fichefet T., Loutre M. F., Weber S. L., Alcamo J., Alexeev V. A., Berger A., Calov R., Ganopolski A., Goosse H., Lohman G., Lunkeit F., Mohkov I. I., Petoukhov V., Stone P., and Wang Z. (2002). Earth System Models of Intermediate Complexity: closing the gap in the spectrum of climate system models // Climate Dynamics, N 18: 579—586.

Goosse H., Barriat P. Y., Lefebvre W., Loutre M. F. and Zunz V. (2009). Introduction to climate dynamics and climate modeling. NOAA-CIRES Clim. Diag. Cent. Boulder, Colorado.

McGuffie K. and Henderson-Sellers A. (2005). A climate modeling primer (third edition). — John Wiley & Sons, 280 pp.

Oberkampff W. L., Trucano T. G., and Hirsch C. (2002). Verification, Validation, and Predictive Capability in computational engineering and physics, Paper presented in the Foundation for verification and validation in the 21st century workshop, October 22–23, 2002, Johns Hopkins University/Applied Physics Laboratory Laurel, Maryland (<http://sokocalo.engr.ucdavis.edu/~jeremic/UsefulReadings/Oberkampff-Trucano-Hirsch.pdf>)

Oreskes N., Shrader-Frechette K. and Belitz K. (1994). Verification, validation, and confirmation of numerical models in the Earth sciences. // Science, № 263: 641–646.

Sellers W. D. (1969). A global climatic model based on the energy balance of the Earth-atmosphere system. // J. Appl. Met., № 8: 392–400.

Trenberth K. E. (Editor), (1992). Climate System Modeling. — Cambridge University Press. 787pp.

Washington W. M. and Parkinson C. L. (2005). An introduction to three-dimensional climate modeling (second edition). — University Science Books, 353 pp.

### Питання для самоперевірки

#### 1. Питання, на яких необхідно сконцентрувати увагу при вивченні розділу

Основні етапи розробки та використання кліматичних моделей.

Основні види кліматичних моделей.

Основні характеристики енергобалансових моделей клімату.

Основні характеристики моделей клімату проміжної складності.

Основні характеристики кліматичних моделей загальної циркуляції.

Опис атмосфери в кліматичних моделях.

Опис океану в кліматичних моделях.

Опис поверхні суші в кліматичних моделях.

Опис кріосфери (морська крига, льодяні щити) в кліматичних моделях.

Опис морської біогеохімії в кліматичних моделях.

Етапи перевірки достовірності кліматичних моделей.

#### 2. Питання для перевірки знань

1. Спрощення кліматичних моделей Землі проміжної складності здійснюється для того, щоб здійснювати розрахунки на якнайдовші періоди часу:

- а) це речення вірне;
- б) це речення невірне.

2. У кліматичних моделях використовується параметризація:

— для того, щоб спростити представлення в моделі деяких процесів;

— тому що розділення числової сітки є занадто грубим для представлення дрібномасштабних процесів у явному вигляді;

— тому що багато процесів ще не так добре вивчені, щоб в кліматичних моделях можна було описувати їх детальну поведінку.

3. Кліматичну модель, яка успішно пройшла всі стандартні тести, можна розглядати як валідну:

- а) це речення вірне;
- б) це речення невірне.

4. Числова схема, що використовується для розв'язання рівнянь, повинна:

- бути стійкою, сумісною та когерентною;
- бути достатньо точною і при цьому мати розумну вартість комп'ютерного часу;

— зберігати деякі важливі властивості, такі як збереження маси та енергії.

5. В моделях морської криги теплопровідність може розглядатися як процес, що відбувається у вертикальній площині, тому що:

- в комірці сітки моделі одночасно присутні плаваючі льодяні крижини різних розмірів і товщини;
- товщина льоду набагато менша, ніж його просторова протяжність.

6. В енергобалансових моделях (EBMs) вплив парникового ефекту враховується через:

- задану пропускну здатність атмосфери в інфрачервоній частині спектра;
- зміну альбедо;
- радіаційну схему, яка явно враховує поглинання частини випромінювання парниковими газами.

7. Розставте наступні види кліматичних моделей у відповідності зі складністю представлення і кількістю процесів, що включені до моделей (від найпростіших до найскладніших):

- моделі загальної циркуляції;
- енергобалансові моделі;
- моделі проміжної складності.

8. Необхідно уникати калібрування параметрів кліматичної моделі, тому що це може замаскувати деякі недоліки моделі:

- а) це речення вірне;
- б) це речення невірне.

9. При описі атмосфери достатньою є система рівнянь, яка включає другий закон Ньютона, закон збереження маси, перший закон термодинаміки та рівняння стану атмосферного повітря:

- а) це речення вірне;
- б) це речення невірне.

## Розділ 4. ВІДГУК КЛІМАТИЧНОЇ СИСТЕМИ НА ЗБУРЕННЯ

### 4.1. КЛІМАТИЧНИЙ ФОРСИНГ І ВІДГУК КЛІМАТИЧНОЇ СИСТЕМИ

#### 4.1.1. Визначення радіаційного форсингу

На стан кліматичної системи впливають збурення кліматоутворювальних факторів: зміни у сонячному випромінюванні, яке надходить на верхню межу атмосфери, хімічному складі атмосфери, в топографії підстильної поверхні і т. п. Для порівняння величини цих збурень і оцінки їх впливу на клімат аналізують їх вплив на радіаційний баланс Землі. Точніше, *радіаційний форсинг* або *радіаційний збуджувальний вплив* звичайно визначається як *сумарна зміна у радіаційному балансі Землі на рівні тропопаузи, спричинена конкретним збуренням*. Згідно з цим визначенням, при розрахунках змін направлених вгору і донизу радіаційних потоків потрібно, щоб *температура повітря у стратосфері*

змінилася таким чином, щоб досягти нової радіаційної рівноваги, тоді як приземна і тропосферна температури залишаються незмінними (Forster et al., 2007; див. рис. 4.1). Причиною вибору змін температурного профілю саме у стратосфері є швидкість пристосування до збурень, яке у стратосфері становить близько місяця, а в тропосфері — одне або більше десятиліття. Таким чином, *форсинг на рівні тропопаузи* представляє вплив збурення на періодах довших ніж рік.

Загалом радіаційний форсинг ( $\Delta Q$ ), пов'язаний зі збуренням, представляється у вигляді середньорічних та глобальних осереднених величин (напр., Forster et al., 2007). Інтерес саме до цих значень залежить від природи збурення: для проведення кліматичного аналізу загалом корисніше, коли збурення відносно постійне в просторі та не залежить від сезонів, ніж коли потрібно враховувати мінливість збурень, які суттєво змінюються у просторі та по сезонах.

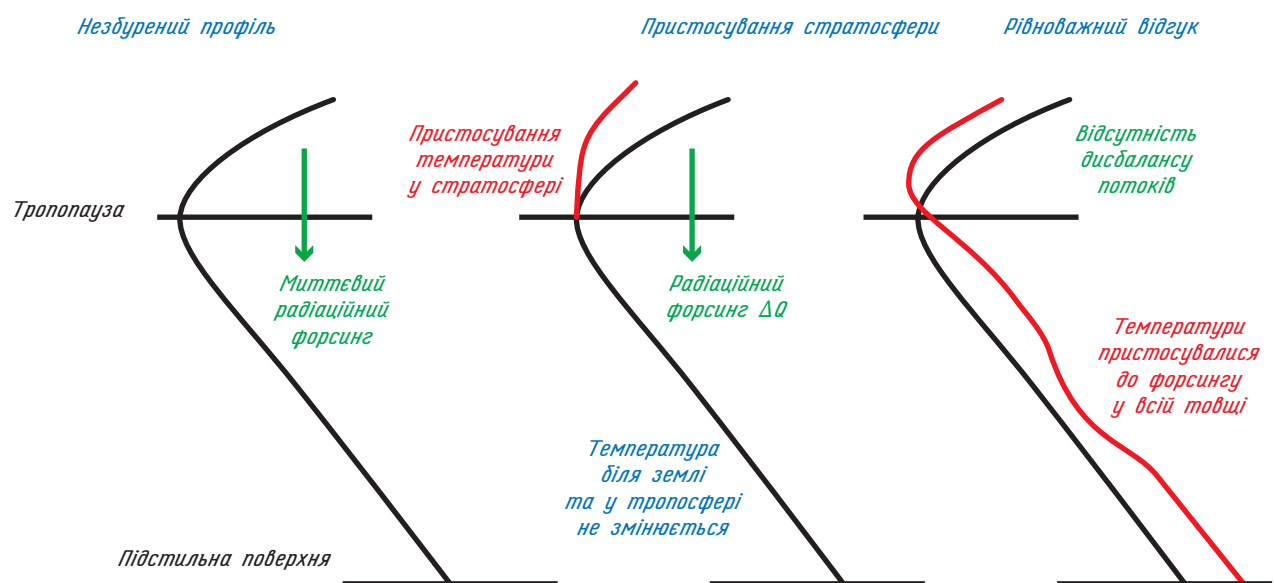


Рис. 4.1. Схематичне зображення визначення радіаційного форсингу. Джерело: Forster et al. (2007)

## 4.1.2. Головні радіаційні форсинги

**4.1.2.1. Парникові гази.** Головні радіаційні форсинги, що впливають на клімат Землі, можна згрупувати в різні категорії. Передусім можна виділити *антропогенні* та *природні форсинги* для того, щоб їх оцінити у порівнянні з передіндустріальними умовами, які відповідають звичайно 1750-м рокам (рис. 4.2, див. також п. 5.5.3).

За сучасними науковими уявленнями, у минулі 250 років саме зміни в концентрації парникових газів відігравали домінуючу роль у радіаційному форсингу (вірогідно, це ж відбувалося і у більш віддаленому минулому (див. п. 5.3)). Найбільший внесок зробили зміни атмосферної концентрації  $\text{CO}_2$ , з ними пов'язане значення радіаційного форсингу у проміжок часу між 1750 і 2005 роками близько  $1,7 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ . Крім цього потрібно враховувати зміни, що відбулися за цей час у концентраціях  $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2\text{O}$  і галовуглеців.

Оцінка радіаційного форсингу  $\Delta Q$ , пов'язаного із змінами у концентрації парникових газів, потребує розвинутої моделі переносу радіації. Проте можна одержати відносно прийнятне наближення для  $\text{CO}_2$  за допомогою простої формули (Goosse H. et al., 2009)

$$\Delta Q = 5,4 \ln \left( \frac{[\text{CO}_2]}{[\text{CO}_2]_r} \right), \quad (4.1)$$

де  $[\text{CO}_2]$  і  $[\text{CO}_2]_r$  — концентрації  $\text{CO}_2$  в *ppm* протягом досліджуваного і реперного періодів відповідно.

Подібні наближення можна зробити і для  $\text{CH}_4$  та  $\text{N}_2\text{O}$ :

$$\Delta Q = 0,036 (\sqrt{[\text{CH}_4]} - \sqrt{[\text{CH}_4]_r}), \quad (4.2)$$

$$\Delta Q = 0,036 (\sqrt{[\text{NO}_2]} - \sqrt{[\text{NO}_2]_r}), \quad (4.3)$$

де використовуються такі ж позначення, що й у рівнянні (4.1), лише концентрації наводяться у *ppb*.

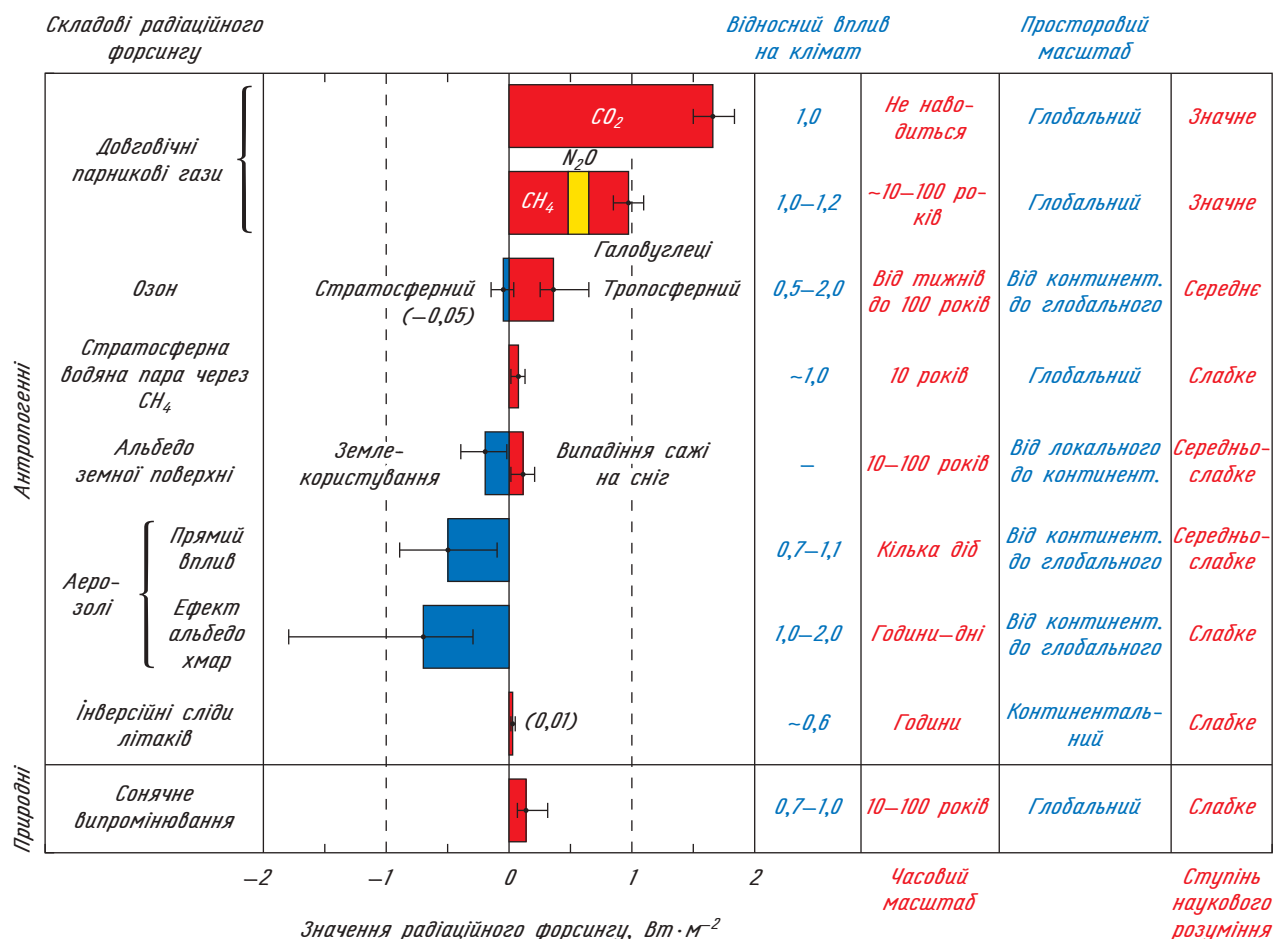


Рис. 4.2. Глобальний середній радіаційний форсинг між 1750 і 2005 роками пов'язаний з різними фізичними механізмами. Часові масштаби представляють проміжок часу, в який даний радіаційний форсинг може існувати в атмосфері після того, як пов'язані з ним емісії і зміни завершують свою дію. Не наводиться ніяких значень масштабу часу для  $\text{CO}_2$ , оскільки його виведення з атмосфери включає ряд процесів, які можуть охоплювати тривалий часовий період, і тому цей масштаб не можна точно виразити у вузькому діапазоні значень. Джерело: Forster et al. (2007)

Для галовуглеців також можливо використувати подібний лінійний зв'язок. При оцінюванні радіаційного форсингу з початку 1750-х років використовуються такі реперні значення:  $\text{CO}_2 \rightarrow (278 \text{ ppm})$ ,  $\text{CH}_4 \rightarrow (715 \text{ ppb})$ ,  $\text{N}_2\text{O} \rightarrow (270 \text{ ppb})$  (див. *Forster et al., 2007*).

$\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2\text{O}$  і галовуглеці залишаються в атмосфері протягом десятиліть, якщо не сторіччя. В результаті їх географічний розподіл є абсолютно однорідним з невеликими різницями між двома півкулями. Інші парникові гази, як, наприклад,  $\text{O}_3$  (озон), мають невелику тривалість життя в атмосфері. Тому їх концентрація і пов'язаний з цим радіаційний форсинг збільшуються в районах, де озон генерується, і зменшуються в областях, де відбувається його руйнація. *Тропосферний озон* формується переважно завдяки фотохімічним реакціям, які залежать від емісії різних закисів азоту, чадного газу і деяких органічних сполук, що мають короткий період існування. За існуючими оцінками зростання концентрації тропосферного озону приводить до глобального радіаційного форсингу близько  $0,35 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ . Однак цей форсинг більший поблизу індустриальних регіонів, де існує емісія газів, що продукують тропосферний озон. Навпаки, в індустриальну епоху концентрація *стратосферного озону* зменшується, що генерує радіаційний форсинг у середньому по Земній кулі близько  $-0,05 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ . Зміни у концентрації стратосферного озону особливо значні в полярних регіонах, оскільки реакції, через які руйнується озон в присутності деяких хімічних речовин (як, наприклад, *хлорофторвуглеці*), більш ефективні при низьких температурах, а також завдяки особливостям циркуляційних процесів у верхній атмосфері в цих районах. Найбільше зменшення озону спостерігається над високими широтами Південної півкулі. Там на антарктичній станції «Фарадей» (нині — українська станція «*Вернадський*») в середині 1980-х років була відкрита знаменита «озонова діра» — велика область стратосфери, де весною концентрація озону зменшується приблизно вдвічі. Завдяки *Монреальському протоколу*, який забороняє використання хлорофторвуглеців, концентрація цих газів в атмосфері більше не зростає і, можливо, навіть поволі зменшується. Проте поновлення концентрації озону у стратосфері ще не встановлено.

**4.1.2.2. Аерозолі.** *Атмосферні аерозолі* — це відносно маленькі тверді або рідкі частинки, які знаходяться в атмосфері у завислому стані. Вони більшою мірою мають природне походження: можуть утворюватися при випаровуванні морських бризок, завдяки вітровому підйому у заповишених областях, при лісових та степових пожежах, у процесі життєдіяльності рослинності (наприклад, продукування фітопланктоном

сірчаних аерозолів), при вулканічних виверженнях (див. п. 4.1.2.4) і т. п. Людська діяльність також генерує аерозолі — при згоранні органічного пального або біомаси, а також завдяки зміні покриву природної підстильної поверхні, що впливає на кількість пилу, який піднімається вітром. У кліматології найбільша увага приділяється таким антропогенним аерозолям, як сульфати і сажа. Сульфати продукуються переважно при окисленні двоокису сірки ( $\text{SO}_2$ ), яка знаходиться у рідині, при згоранні органічного палива, особливо вугілля. Сажа надходить в атмосферу в результаті неповного окислення при згоранні органічного палива та біомаси.

Оскільки більшість аерозолів залишаються в атмосфері протягом тільки декількох днів, антропогенні аерозолі концентруються переважно з підвітряної сторони індустриальних областей, а також поблизу тих регіонів, де зміни землекористування спричинили збільшення заповишеності поверхонь (*спустелювання*), і там, де використовується підсічне землеробство. В результаті максимальні концентрації антропогенних аерозолів знаходяться в Східній Америці, Європі і Східній Азії, а також в деяких регіонах тропічної Африки і Південної Америки (рис. 4.3).

Аерозолі впливають безпосередньо на природне середовище, оскільки вони спричиняють кислотні дощі, а також впливають на здоров'я людини. Вони також мають численні прямі, непрямі і напівпрямі впливи на випромінювальні властивості атмосфери (рис. 4.4). Прямі впливи аерозолів пов'язані з їх здатностями поглинати і розсіювати коротко- та довгохвильове випромінювання. Сульфатні аерозолі в інтегральному вимірі головним чином *розсіюють* істотну частину сонячного випромінювання, яке надходить в атмосферу, назад у космічний простір (рис. 4.4).

Цей ефект генерує *від'ємний радіаційний форсинг*, що приблизно в середньому по Земній кулі оцінюється як  $-0,4 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$  за індустриальний період. Цей ефект має дуже виражений регіональний характер через локальні варіації в концентрації аерозолів (див. рис. 4.3). Навпаки, головний вплив сажі пов'язаний з сильним *поглинанням* сонячного випромінювання, що призводить до локального нагрівання повітряної маси. Зв'язаний з цим *додатний радіаційний форсинг* оцінюється в середньому як  $+0,2 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$  за період з 1750 року. Крім того, випадіння сажі на сніг змінює його альбедо, генеруючи додатковий *позитивний радіаційний форсинг* ( $\sim +0,1 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ ). В цілому, вплив всіх аерозолів (за винятком впливу сажі на альбедо) призводить до сумарного глобального радіаційного форсингу, який зараз оцінюється приблизно  $-0,50 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$  за індустриальний період (рис. 4.2).

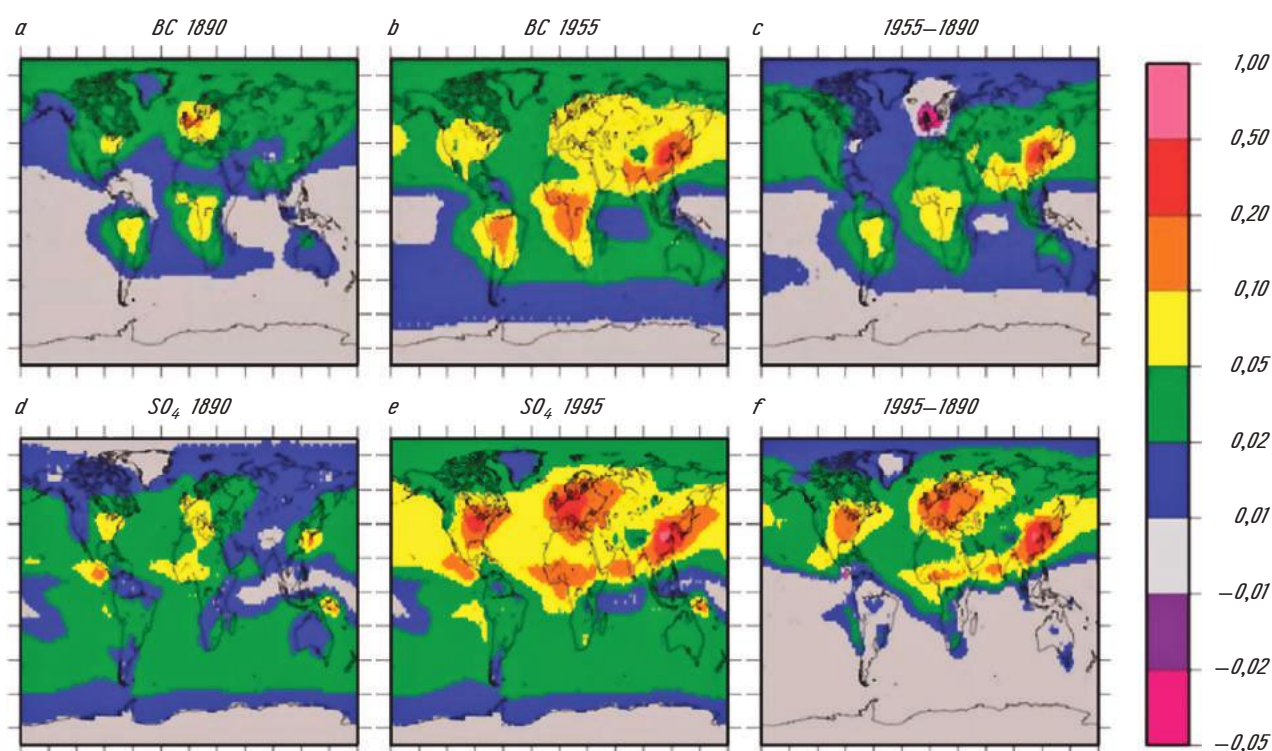


Рис. 4.3. Оптична товщина аерозолію для сажі (BC,  $\times 10$ ): *a* — в 1890, *b* — в 1995, *c* — зміна між 1890 і 1995; *d*—*f* — такі ж вимірювання для сульфатів (SO<sub>4</sub>). Джерело: Koch et al. (2008)

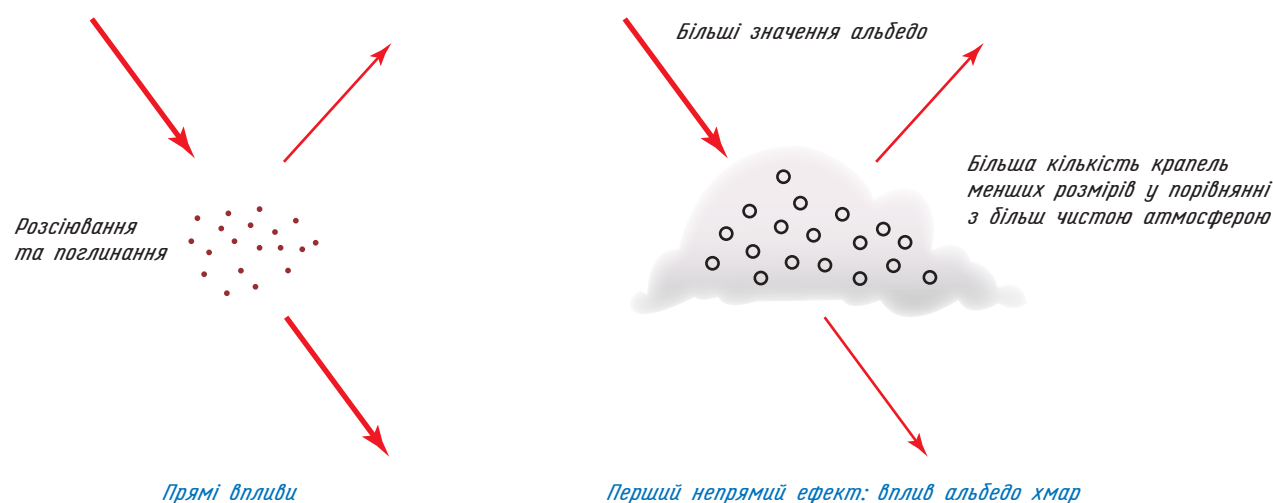


Рис. 4.4. Схематичне зображення прямого і першого непрямого впливу аерозолів на альбедо хмар. Інші непрямі впливи, як, наприклад, вплив на тривалість життя хмари, і напівпрямі впливи не представлені. Джерело: Goosse H. et al. (2009)

Непрямі ефекти аерозолів включають їх вплив на мікрофізику хмар (що генерує зміни випромінювальних властивостей хмар, частоту їх утворення та тривалість їх життя). Зокрема, аерозолі виступають як ядра кристалізації, на яких конденсується вода. Тому висока концентрація аерозолів призводить до утворення хмар, які містять більшу кількість крапель води і тому менших розмірів, ніж хмари з таким же вмістом води, що сформувалися в більш чистих регіонах.

Оскільки хмари з більшою кількістю крапель мають значно більшу відбивну здатність (тобто мають більший альбедо), це індукує *від'ємний радіаційний форсинг*, який зветься *перший непрямий ефект*, або «вплив альбедо хмар», або *Twomey-ефект*.

Вплив аерозолів на висоту хмар, тривалість їх життя і вміст води (зв'язаний з кількістю води, необхідною для початку опадів) звичайно зветься *другий непрямий ефект*, хоча зараз

часто віддається перевага більш точним формулюванням, наприклад, «вплив на тривалість життя хмар».

Крім цього, деякі аерозолі поглинають сонячне випромінювання, що призводить до зміни температури повітря, його вологості і вертикальної термічної стійкості стовпа повітря. Цей ефект впливає на формування і тривалість життя хмар і зветься «напівпрямий вплив аерозолів».

Останні оцінки радіаційного форсингу, пов'язаного з ефектом альbedo хмар, мають значення між  $-0,3$  і  $-1,8 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ , з кращою оцінкою близько  $-0,7 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ . Ефект тривалості життя хмар також індукує від'ємний радіаційний форсинг, але невизначеність щодо його величини навіть більша, ніж у попередньому випадку. Для напівпрямого ефекту сьогодні не відомий навіть знак радіаційного форсингу, але його величина ймовірно менша за значення непрямих ефектів. Все це ілюструє той факт, що вплив аерозолів являє одну з найбільших невизначеностей в оцінках минулих і майбутніх змін радіаційного форсингу. Це точно відноситься до ХХ століття, але аерозолі також відігравали певну роль, ще точно не відому, в минулих змінах клімату. Наприклад, протягом останнього льодовикового періоду (див. п. 5.4) більш сухі умови, що зумовлювали більшу кількість аерозолів в атмосфері, призводили до від'ємного радіацій-

ного форсингу, ймовірно більшого ніж  $1 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ , який сприяв поглибленню похолодання.

**4.1.2.3. Зміни у землекористуванні.** Людство змінює природне оточення протягом тисячоліть, зокрема через вирубку лісу. До 1950-х років цей процес відбувався переважно в Європі, Північній Америці, Індії і Китаї, що вело до високого відсотку ораної землі в цих областях (рис. 4.5). За минулі 50 років у багатьох місцях вдалося зупинити збільшення відсотка ораної землі, у деяких регіонах навіть відбувається розширення поверхні, покритої лісом. Навпаки, у саме цей період у багатьох країнах у тропіках відбувається швидка вирубка лісів.

Вирубка лісу має прямий вплив на емісію  $\text{CO}_2$  і  $\text{CH}_4$  (див. п. 4.1.2.1), а також на генерацію пилових аерозолів і аерозолів, що виникають за рахунок спалювання біомаси (див. п. 4.1.2.2). До того ж антропогенне землекористування змінило характеристики поверхні Землі, що привело до змін в балансах енергії і вологості. Наприклад, за проведеними оцінками вирубка лісів в тропічних областях за минулі півстоліття спричинила там потепління близько  $0,2^\circ\text{C}$ , саме зміни у сумарному випаровуванні (в т. ч. через рослинність) були істотним фактором цього підняття температури. Деякі з цих змін поверхні не можна представити відповідним чином

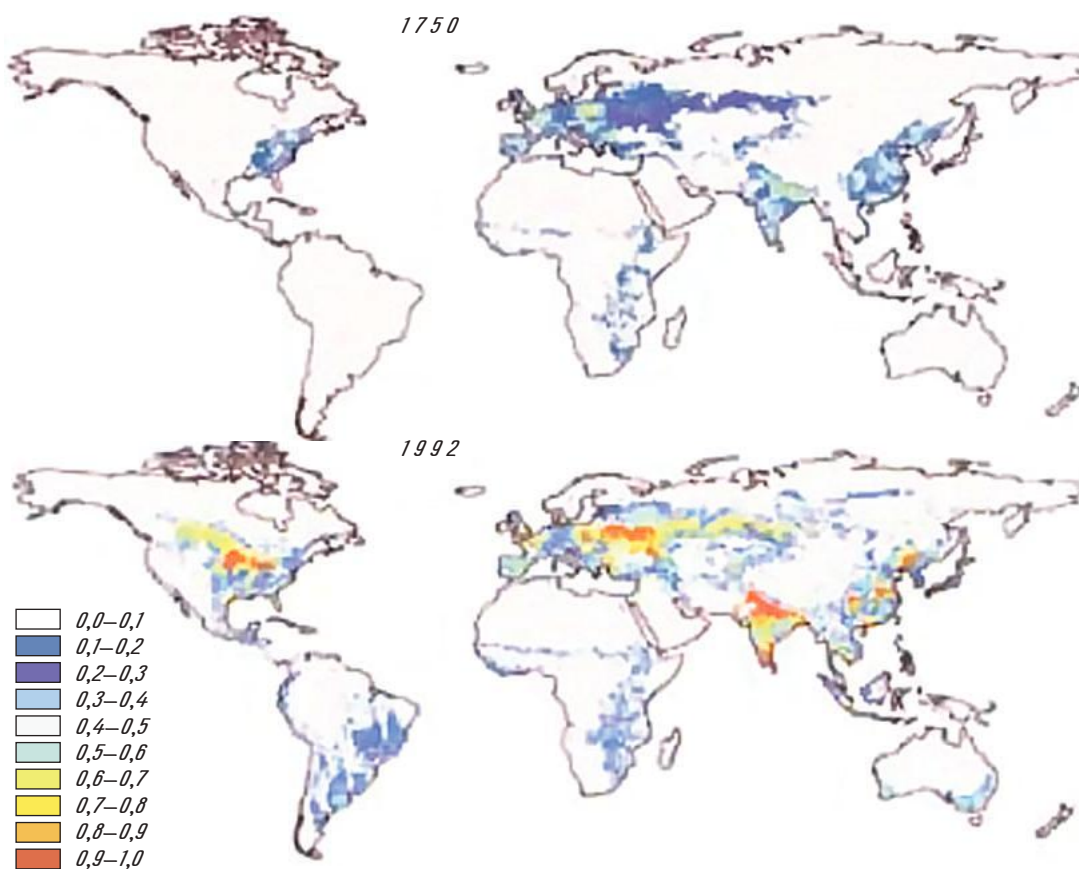


Рис. 4.5. Частка ораної землі в 1750 і 1992 роках. Джерело: Ramankutty and Foley (1999)

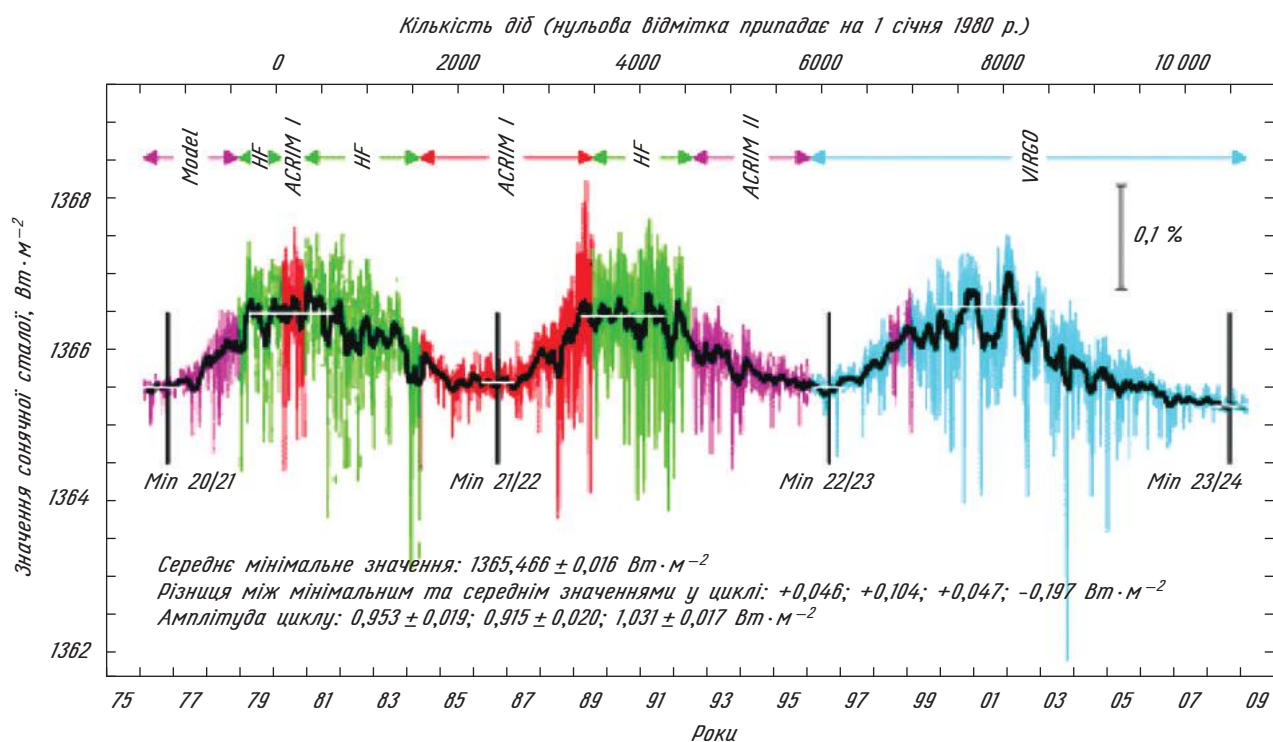


Рис. 4.6. Зміни значення сонячної сталої, оцінені за сумою вимірювань, що були виконані на різних супутниках (ACRIM, HF і VIRGO). Також наведені відмінності між мінімальними значеннями разом з амплітудами трьох сонячних циклів. Джерело: [http://www.pmodwrc.ch/pmod.php?topic=tsi/composite/Solar Constant](http://www.pmodwrc.ch/pmod.php?topic=tsi/composite/Solar%20Constant)

у вигляді радіаційного форсингу. Проте можливо розрахувати радіаційний форсинг, пов'язаний зі зміною альbedo за рахунок змін землекористування, оскільки альbedo безпосередньо впливає на радіаційний баланс земної поверхні (хоча не завжди легко відділити цей форсинг від зворотних зв'язків між рослинністю і кліматом, див. п. 4.3.3). Ліси мають нижчий альbedo, ніж засіяні поля або пасовища, особливо у засніженому стані (див. пп. 1.5 і 4.3.3). Вирубка лісів, що стрімко розширилася з 1750-х років, призвела до сумарного радіаційного форсингу, який оцінюється в середньому по Земній кулі близько  $-0,2 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$  (рис. 4.2). Проте цей форсинг має набагато вищі значення в регіонах, де вирубка лісу була найбільшою, досягаючи декількох  $\text{Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ .

#### 4.1.2.4. Форсинг, зумовлений змінами сонячної сталої та вулканічною діяльністю.

У попередніх підрозділах мова переважно йшла про антропогенний форсинг. Проте на клімат Землі в першу чергу впливають природні форсинги, пов'язані з виверженнями вулканів і змінами величини сонячної сталої (TSI). Точні вимірювання TSI стали доступні протягом останніх 30 років від штучних супутників Землі. Вони чітко показують існування 11-річного циклу, пов'язаного з відомою періодичністю сонячної діяльності. Однак починаючи з 1980 року довгостроковий тренд дуже уповільнився (рис. 4.6).

За період прямих вимірів амплітуда змін в TSI була близько 0,1 %, що відповідає зміні значення від піку до піку TSI близько  $1 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ . Враховуючи геометричні властивості земної системи (див. рівняння (2.3)), потрібно розділити це значення ще на чотири. Тобто мінливість між високою і низькою сонячною діяльністю у цей період становить близько  $0,25 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ . Для поширення оцінок змін значень TSI на минулі часи використовуються різні методи. Найбільш відомими є підрахунки числа сонячних плям (які спостерігаються починаючи приблизно з 1610 року) та концентрація космогенних ізотопів  $C^{14}$  і  $Be^{10}$ , які, як відомо, пов'язані з сонячною діяльністю. Проте потрібні додаткові наукові дослідження для того, щоб з'ясувати дійсний кількісний зв'язок між цими непрямыми вимірюваннями і варіаціями TSI. Таким чином, можна констатувати, що величина змін TSI у часи, коли не були доступні супутникові вимірювання, поки що добре не відома (див. п. 5.5.2.1). Наприклад, останній доклад IPCC надає оцінки радіаційного форсингу починаючи з 1750 року, за рахунок змін сонячної сталої в діапазоні між  $-0,06$  та  $+0,18 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$  (рис. 4.2).

Найчастіше виверження вулканів мають сильний вплив на регіональні кліматичні умови, що проявляється в тому числі у шкоді, яка наноситься сільському господарству, стану місцевих біосистем тощо. Викинутий у повітря при виверженні попіл може переноситися на сотні кіло-

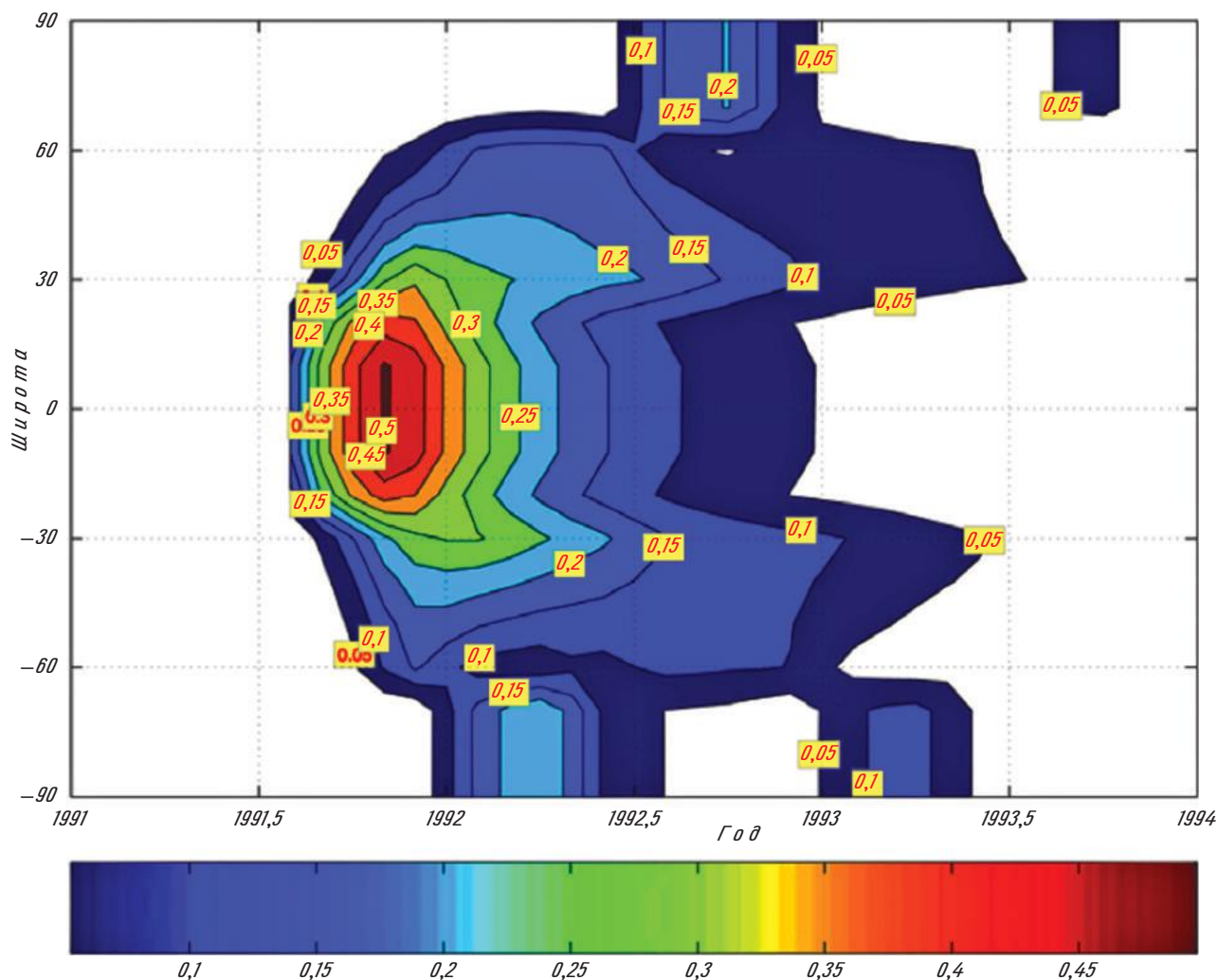


Рис. 4.7. Динаміка змін оптичної товщини викинутого аерозолію як функція широти і часу після виверження вулкану Пінатубо у 1991 році. Джерело: Gao et al. (2008)

метрів, змінюючи властивості атмосфери протягом днів або тижнів, а також змінюючи характеристики земної поверхні після його випадіння. В той же час вибухові виверження вулканів можуть мати вплив навіть на більших просторових масштабах, істотно впливаючи на клімат всіх регіонів Землі. Дійсно, вже при вибуховому виверженні вулкана силою VEI 4 — VEI 5 (*Volcanic Explosive Index*) значні маси аерозолів (переважно сульфати) об'ємом близько 0,001—0,01 кубічних кілометрів попадають безпосередньо до стратосфери, де вони залишаються протягом декількох років і значно впливають на всі регіони планети (див. рис. 4.7).

Аналогічно й щодо впливу антропогенних аерозолів (див. п. 4.1.2.2), наявність у стратосфері аерозолів сульфату призводить як до локального потепління у стратосфері (переважно через збільшення поглинання сонячного випромінювання), так і до охолодження нижчих шарів атмосфери, що пов'язано з ефектом розсіювання стратосферними аерозолями деякої частини сонячного випромінювання назад до космічного

простору. Для найбільших вивержень сумарний глобальний радіаційний форсинг досягає у році, наступному за виверженням, середньої величини у декілька  $\text{Вт} \cdot \text{м}^{-2}$  і за декілька років зменшується до нуля.

#### 4.1.3. Рівноважний відгук кліматичної системи — визначення зворотного зв'язку

У відповідь на радіаційний форсинг  $\Delta Q$  відбуваються зміни різних параметрів, які характеризують стан кліматичної системи, що у свою чергу призводить до змін радіаційних потоків на рівні тропопаузи. Ці зміни відбуваються через дуже складні фізичні механізми. Однак, припускаючи, що зміни у радіаційних потоках на рівні тропопаузи є функцією змін глобальної середньої приземної температури,  $\Delta T_s$ , можна одержати приблизні оцінки поведінки кліматичної системи. Якщо позначити через  $\Delta R$  *незбалансованість* цього радіаційного балансу, можна записати

$$\Delta R = \Delta Q + \lambda_f \Delta T_s, \quad (4.4)$$

де  $\lambda_f$  — параметр зворотного зв'язку ( $\text{Вт} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{К}^{-1}$ ). У рівнянні (4.4) передбачається, що низхідні потоки є додатними.

Якщо збурення продовжується достатньо тривалий час, кліматична система через деякий час досягне нової рівноваги, при якій  $\Delta R = 0$ . Це міркування можна використати для розрахунку рівноважної зміни глобальної середньої температури у відповідь на форсинг  $\Delta Q$

$$\Delta T_s = -\frac{1}{\lambda_f} \Delta Q, \quad (4.5)$$

де  $(-1/\lambda_f)$  — міра рівноважної чутливості клімату, тобто зміна глобальної середньої температури, яка урівноважує певний радіаційний форсинг. Рівноважна чутливість клімату часто визначається за допомогою модельних розрахунків змін клімату. Тому в практичних задачах вона звичайно визначається як зміна глобальної середньої приземної температури, після якої кліматична система досягла нової рівноваги у відповідь на подвоєння концентрації  $\text{CO}_2$  в атмосфері. Вона вимірюється у  $^\circ\text{C}$  і згідно з останніми оцінками IPCC (Randall et al. 2007) її значення, ймовірно, знаходиться в діапазоні  $+2,0 \dots +4,5$   $^\circ\text{C}$ .

Зміни приземної температури  $T_s$  також пов'язані зі змінами параметрів багатьох природних механізмів, які впливають на глобальний тепловий баланс. Якщо ми розглянемо ансамбль з  $n$  параметрів механізмів, які впливають на  $R$ , і позначимо їх через  $x_i$ , та знехтуємо членами другого порядку, тоді загальний параметр зворотного зв'язку ( $\lambda_f$ ) можна виразити як функцію цих параметрів

$$\lambda_f = \frac{\partial R}{\partial T_s} = \sum_{i=1, n} \frac{\partial R}{\partial x_i} \frac{\partial x_i}{\partial T_s}. \quad (4.6)$$

Таким чином,  $\lambda_f$  можна представити сумою параметрів зворотного зв'язку, пов'язаних з кожним фізичним параметром  $x_i$ . Найбільш часто аналіз зосереджується на параметрах механізмів, які безпосередньо впливають на радіаційний баланс на рівні тропопаузи. Для простоти будемо називати ці механізми *прямими фізичними зворотними зв'язками* (див. п. 4.2). До них відносяться зворотні зв'язки, пов'язані з температурою ( $\lambda_T$ ), з водяною парою ( $\lambda_w$ ), хмарністю ( $\lambda_c$ ) та приземним альбедо ( $\lambda_a$ ). Температурний зворотний зв'язок можна розділити на суму двох ефектів  $\lambda_T = \lambda_0 + \lambda_L$ . При розрахунках радіаційного зворотного зв'язку  $\lambda_0$  будемо припускати, що зміни температури однакові по всій товщині тропосфери, а неоднорідність змін температури по вертикалі оцінюється через величину  $\lambda_L$  — градієнтний зворот-

ний зв'язок (див. п. 4.2.1). Таким чином, можна записати

$$\lambda_f = \sum_i \lambda_i = \lambda_0 + \lambda_L + \lambda_w + \lambda_c + \lambda_a. \quad (4.7)$$

Хоча непрямі ефекти (такі, як, наприклад, зміни динаміки океанів або атмосфери або біогеохімічні зворотні зв'язки) можуть суттєво впливати на зміни клімату, вони виключені з формули (4.7). Біогеохімічні зворотні зв'язки будуть розглядатися окремо в п. 4.3. Деякі непрямі зворотні зв'язки, в яких домінуючі процеси не можуть бути безпосередньо пов'язані з тепловим балансом тепла на рівні тропопаузи, будуть стисло описані в розділі 5, але для їх детального аналізу відсилаємо читачів до спеціальної літератури.

Параметр радіаційного зворотного зв'язку  $\lambda_0$  можна оцінити відносно легко, тому що він представляє просту залежність довгохвильового випромінювання, яке йде у космічний простір, від температури Землі через закон Стефана—Больцмана. Використовуючи сумарний баланс на верхній межі атмосфери (див. п. 2.1)

$$R = (1 - \alpha) \frac{S_0}{4} - \sigma T_e^4 \quad (4.8)$$

і припускаючи, що зміни температури є однаковими у тропосфері

$$\Delta T_s = \Delta T_e = \Delta T, \quad (4.9)$$

ми одержуємо

$$\lambda_0 = \frac{\partial R}{\partial T} \frac{\partial T}{\partial T} = -4\sigma T_e^3. \quad (4.10)$$

Ця формула дає значення  $\lambda_0 \sim -3,8$   $\text{Вт} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{К}^{-1}$ . Більш точні оцінки, одержані в кліматичних моделях, надають значення близько  $-3,2$   $\text{Вт} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{К}^{-1}$ .

Далі можна розрахувати *рівноважну зміну температури* у відповідь на збурення, якщо б цей зворотний зв'язок був єдиним:

$$\Delta T_{s,0} = -\frac{\Delta Q}{\lambda_0}. \quad (4.11)$$

Якщо радіаційний форсинг за рахунок подвоєння концентрації  $\text{CO}_2$  в атмосфері становить близько  $3,8$   $\text{Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ , рівняння (4.11) дає значення *рівноважної чутливості клімату* трохи більше ніж  $1$   $^\circ\text{C}$ .

Якщо зараз врахувати всі зворотні зв'язки, можемо записати

$$\Delta T_s = -\frac{\Delta Q}{\sum_i \lambda_i} = -\frac{\Delta Q}{\lambda_0 + \lambda_L + \lambda_w + \lambda_c + \lambda_a}. \quad (4.12)$$

Всі ці зворотні зв'язки часто порівнюються з відгуком  $\lambda_0$  системи, яка представлена абсолютно чорним тілом (при оцінці параметру радіаційного зворотного зв'язку  $\lambda_0$  використовувалися закони випромінювання абсолютно чорного тіла). Тоді будь-якого  $i$ -го зворотного зв'язку з урахуванням (4.12) та (4.11) можна записати

$$\begin{aligned}\Delta T_{s,i} &= -\frac{1}{(1 + \lambda_i/\lambda_0)} \left( \frac{\Delta Q}{\lambda_0} \right) = \\ &= \frac{1}{(1 + \lambda_i/\lambda_0)} \Delta T_{s,0} = f_i \Delta T_{s,0}.\end{aligned}\quad (4.13)$$

Тут  $f_i$  — коефіцієнт будь-якого  $i$ -го зворотного зв'язку.

Таким чином, якщо  $f_i$  більший ніж одиниця, це означає, що рівноважний температурний відгук кліматичної системи, пов'язаний з  $i$ -м зворотним зв'язком більший, ніж відгук абсолютно чорного тіла. Але з рівняння (4.10) маємо, що параметр радіаційного зворотного зв'язку  $\lambda_0$  має від'ємне значення. Тоді, якщо параметр зворотного зв'язку  $\lambda_i$  має додатне значення, тоді  $f_i > 1$ , тобто відповідний зворотний зв'язок посилює зміни температури в кліматичній системі (додатний зворотний зв'язок). При від'ємному значенні параметру будь-якого  $i$ -го зворотного зв'язку коефіцієнт  $f_i < 1$ , — цей зв'язок зменшує температурні зміни (від'ємний зворотний зв'язок).

Поняття *радіаційного форсингу, кліматичного зворотного зв'язку і чутливості клімату* є дуже корисними при загальному описі поведінки кліматичної системи. Однак при їх використанні ми повинні пам'ятати, що загальна схема, описана вище, є найпростішою та найгрубішою версією складної тривимірної кліматичної системи. По-перше, вона не надає пряму інформацію щодо поведінки багатьох важливих змінних клімату, таких як, наприклад, просторовий розподіл змін або вірогідність екстремальних подій, зокрема ураганів. По-друге, значення кліматичних зворотних зв'язків і чутливість клімату залежать від природи форсингу. Чутливість клімату звичайно визначається через відгук системи на зростання концентрації  $\text{CO}_2$ , однак деякі види форсингу є більш «ефективними», ніж інші при однаковому значенні радіаційного форсингу, тобто вони генерують значніші відгуки. По-третє, зворотні зв'язки залежать від середнього стану кліматичної системи. Наприклад, досить очевидно, що зворотні зв'язки, пов'язані з кріосферою (див. п. 4.3), відіграють більшу роль у відносно холодних кліматичних періоди, коли на земній поверхні присутні великі маси льоду, ніж у більш теплі періоди. По-четверте, нелінійність кліматичної системи приводить до значних змін, коли вони перевищують деяке порогове значення у відповідь на збурення (див. наприклад, п. 4.3). У таких випадках кліматичні зміни відбуваються переважно за рахунок внутрішньої динаміки системи і мало пов'язані з величиною

форсингу. У цьому випадку припущення, які привели до рівняння (4.4), більше не виконуються.

#### 4.1.4. Перехідний відгук кліматичної системи

Через теплову інерцію Землі (див. п. 2.1.5) рівноважний відгук, описаний у п. 4.1.2, досягається тільки тоді, коли всі компоненти кліматичної системи пристосувалися до нового значення форсингу. Для встановлення нової рівноваги для атмосфери можуть знадобитися роки або десятиліття, а для океанів і льодяних щитів — століття або тисячоліття.

За підходом, наведеним у пп. 4.1.1 і 4.1.2, припустимо, що в першому наближенні теплову інерцію можна представити пластиною з однорідною температурою  $T_s$  і теплоємністю  $C_s$ . Використовуючи ті ж самі позначення, що й в рівнянні (4.4), енергетичний баланс такої системи можна записати як

$$C_s \frac{dT_s}{dt} = \Delta Q + \lambda_f \Delta T_s. \quad (4.14)$$

Якщо припустити, що радіаційний форсинг  $\Delta Q$  дорівнював нулю для часу  $t < 0$  і є постійним за значенням для  $t \geq 0$ , це рівняння можна легко розв'язати відносно  $\Delta T_s$

$$\Delta T_s = -\frac{\Delta Q}{\lambda_f} (1 - e^{-t/\tau}), \quad (4.15)$$

де

$$\tau = -\frac{C_s}{\lambda_f}. \quad (4.16)$$

Коли  $t$  має великі значення, одержуємо, як й очікувалося, рівноважний розв'язок, описаний рівнянням (4.5). Величина  $\tau$  є *масштаб часу*  $t = \tau$ , коли зміна температури досягла 63 % від її рівноважного значення. Значення  $\tau$  залежить від теплоємності системи  $C_s$  і потужності зворотних зв'язків. Це означає, що при *більшій чутливості клімату* (тобто при більших значеннях  $(-1/\lambda_f)$ ) проміжок часу, необхідний для досягнення рівноваги, буде *довшим*. Це важлива властивість кліматичної системи, яка має місце й при використанні набагато складніших описів кліматичної системи, ніж та, що використовувалася в рівнянні (4.14).

Цю поведінку можна чітко проілюструвати прикладом, наведеним на рис. 4.8. Виберемо значення чутливості клімату 2 і 4 °C (що еквівалентно значенням  $\lambda_f = -1,9$  та  $-0,95 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{К}^{-1}$  відповідно), значення теплоємності, що відповідає товщині 200 метрів води, яке рівномірно розповсюджено над всією землею кулею ( $C_s = 4180 \cdot 10^3 \cdot 200 = 8,36 \cdot 10^8 \text{ Дж} \cdot \text{К}^{-1} \cdot \text{м}^{-2}$ ), і значення радіаційного форсингу ( $\Delta Q = 3,8 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ ), що відповідає подвоєнню концентрації  $\text{CO}_2$  в атмосфері. Як й очікувалося, два різні значення чутливості клімату приводять до рівноважних

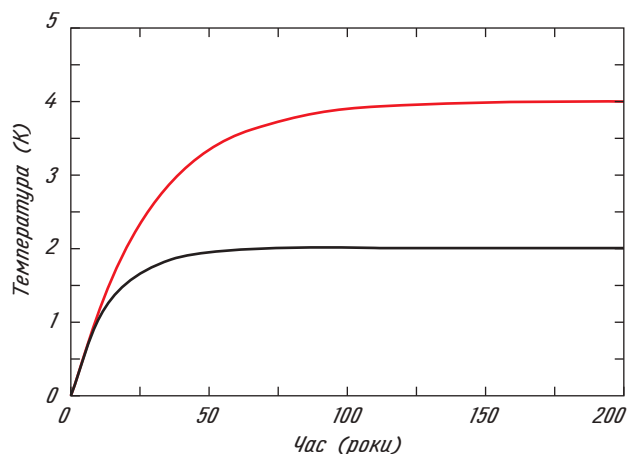


Рис. 4.8. Зміни температури, одержані як розв'язок рівняння (4.14), при використанні значення радіаційного форсингу  $\Delta Q = 3,8 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ ,  $C_s = 8,36 \cdot 10^8 \text{ Дж} \cdot \text{К}^{-1} \cdot \text{м}^{-2}$  при значеннях  $\lambda_f = -1,9$  (чорний) і  $-0,95 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{К}^{-1}$  (червоний). Джерело: Goosse H. et al. (2009)

відгуків, що відрізняються у два рази. Проте протягом перших 15 років дві криві фактично ідентичні. Можна легко продемонструвати, що нахил кривої в момент часу  $t = 0$  не залежить від чутливості клімату. Таким чином, знання змін температури повітря, які відбуваються зразу після появи збурення, не обов'язково надає повну інформацію щодо довгострокової еволюції кліматичної системи. Це одна з причин, чому при наявності декількох десятиліть спостережень за глобальним потеплінням величина майбутніх змін клімату все ще точно не визначена.

Тривале у часі пристосування кліматичної системи до форсингу стало причиною, з якої IPCC визначило поняття *перехідного відгуку клімату* (TCR) як *глобально осередненої величини щорічної середньої зміни температури між 60-м та 80-м роками модельного часу в експерименті, в якому концентрація  $\text{CO}_2$  збільшується на 1 % за рік до 70-го року* (який є моментом подвоєння початкового значення концентрації  $\text{CO}_2$ ). Значення TCR, отримані в модельних експериментах, становлять звичайно від 1,4 до 2,5  $^{\circ}\text{C}$  (Randall et al. 2007). Таким чином, невизначеність у значеннях TCR менша, ніж у значеннях рівноважної чутливості клімату, тому що значення TCR більше залежать від недавніх змін температури.

Наприкінці важливо підкреслити, що деякі зміни можна класифікувати залежно або від форсингу, або від відгуку — у відповідності до конкретного завдання дослідника. Наприклад, при вивченні льодовикових — міжльодовикових змін клімату як відгуку кліматичної системи на орбітальний форсинг звичайно розглядається формування льодяних щитів, оскільки вони пов'язані з потужними зворотними зв'язками (див. розд. 5). З іншого боку, якщо вивчається переважно циркуляція в атмосфері та в оке-

ані протягом льодовикових періодів, льодяні щити можуть розглядатися як граничні умови, що впливають на радіаційний баланс Землі (зокрема, через альbedo щитів), й як радіаційний форсинг. Ця різниця між форсингом і відгуком в деяких випадках може бути навіть ще меншою. Тому в кліматології, як і в багатьох інших науках, важливо точно визначити, що для досліджуваної системи є граничними умовами, а що є зовнішнім форсингом.

## 4.2. ПРЯМІ ФІЗИЧНІ ЗВОРОТНІ ЗВ'ЯЗКИ

### 4.2.1. Зворотний зв'язок, пов'язаний з водяною парою, та градієнтний зворотний зв'язок

Згідно з рівнянням Клазіуса—Клайперона тиск насичення водяної пари і масова частка водяної пари при насиченні є квазіекспоненціальними функціями температури. До того ж спостереження і числові експерименти показують, що відносна вологість практично не змінюється при змінах клімату. Таким чином, потепління спричиняє істотне зростання кількості водяної пари в атмосфері. Оскільки водяна пара є ефективним парниковим газом, цей ефект приводить до сильного додатного зворотного зв'язку (див. рис. 4.9). Радіаційний ефект водяної пари у першому наближенні пропорційний логарифму її концентрації, і таким чином вплив зростання вмісту водяної пари більший в місцях, де його концентрація відносно низька в незбурених умовах, таких як верхня тропосфера (див. п. 1.2.1).

За останніми оцінками значення  $\lambda_w$  близько  $+1,8 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{К}^{-1}$  (Soden and Held, 2006). Це означає, що за відсутності будь-якого іншого зворотного зв'язку внаслідок збурення зміна приземної температури за рахунок зворотного зв'язку, пов'язаного з водяною парою, в 2,3 раза більша, ніж відгук абсолютно чорного тіла (див. рівняння 4.11). Тобто зворотний зв'язок, пов'язаний з водяною парою, є найбільшим з усіх прямих фізичних зворотних зв'язків.

Вплив на клімат також мають вертикальні варіації змін температури завдяки *градієнтному зворотному зв'язку*  $\lambda_L$ . Наприклад, через збільшення концентрації парникових газів моделі прогнозують більше потепління верхньої тропосфери у тропічних регіонах. Внаслідок таких змін вертикального градієнта температури направлений уверх потік довгохвильової радіації буде більшим, ніж при однакових по вертикалі змінах температури.

Тоді кліматична система буде втрачати більше енергії, яку генерує від'ємний зворотний зв'язок (рис. 4.10). Крім того, в поясі від серед-

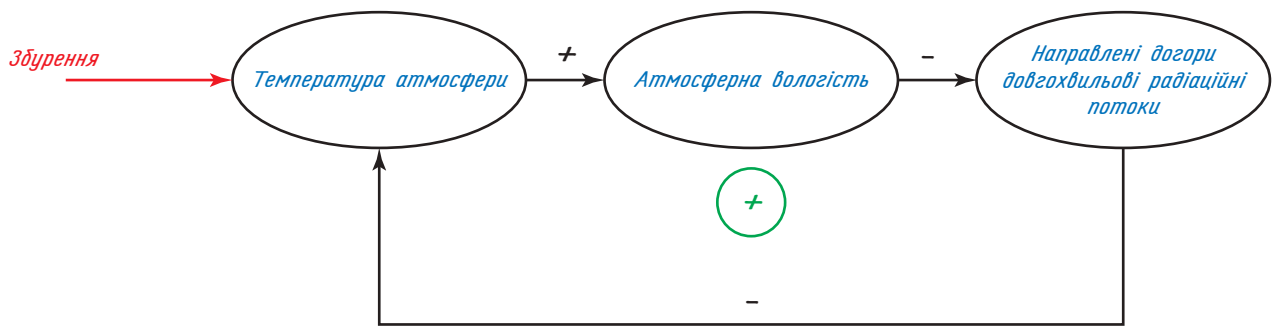


Рис. 4.9. Спрощена каузальна (причинно-наслідкова) схема, що ілюструє зворотний зв'язок, пов'язаний з водяною паром. Додатний знак на стрілці означає, що знак зміни зберігається при переміщенні від змінної, розташованої зліва від стрілки, до змінної, розташованої справа від неї, тоді як від'ємний знак означає, що зростання (зменшення) в одній змінній приводить до зменшення (зростання) в іншій. Додатний знак в колі вказує, що повний зворотний зв'язок є додатним. Джерело: Goosse H. et al. (2009)

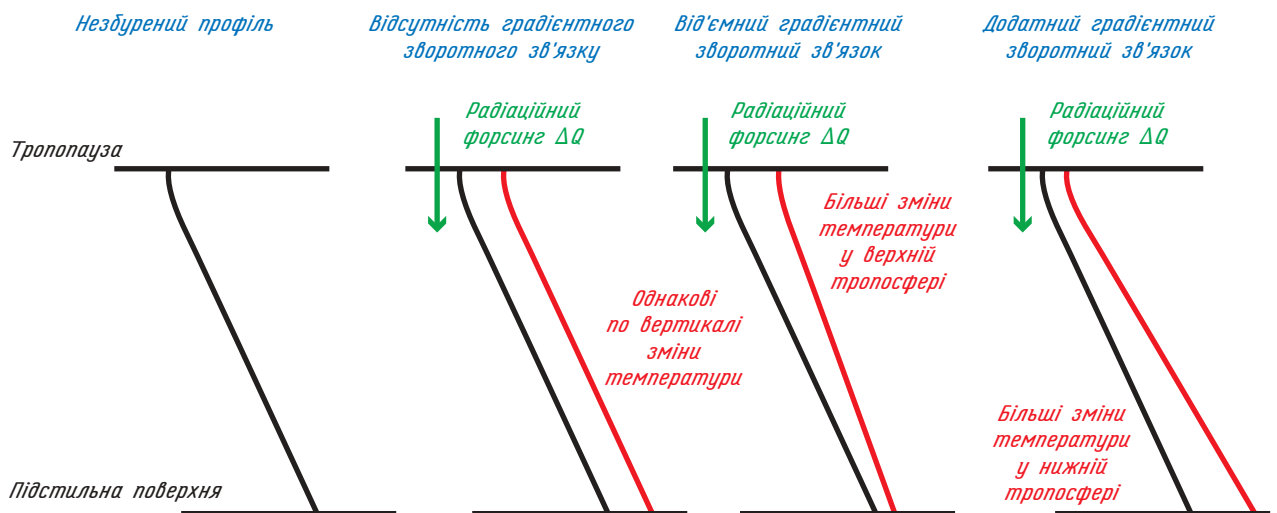


Рис. 4.10. Схематичне зображення додатних і від'ємних градієнтних зворотних зв'язків. Джерело: Goosse H. et al. (2009)

ніх до високих широт у відповідь на додатне радіаційне потепління прогнозуються менші за значеннями зміни температури у верхній, ніж у нижній тропосфері (див. рис. 4.10), тобто в цих областях існує додатний зворотний зв'язок. Тому глобальне осереднене значення  $\lambda_L$  залежить від відносної величини цих двох протилежних за знаком ефектів. У середньому домінує вплив тропіків, що дає в останніх модельних експериментах з подвоєнням концентрації  $\text{CO}_2$  в атмосфері значення  $\lambda_L$  близько  $-0,8 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{К}^{-1}$  (Soden and Held, 2006).

Впливи зворотного зв'язку, пов'язаного з водяною паром, і градієнтного зворотного зв'язку можуть поєднуватися. Якщо температура більше зростає у верхній тропосфері, що зумовлює від'ємний градієнтний зворотний зв'язок, потепління також буде пов'язано з вищими концентраціями водяної пари в будь-якому регіоні, де має місце значний радіаційний вплив, що в свою чергу веде до додаткового позитивного зворотного зв'язку, пов'язаного з водяною паром.

Точні значення змін температури та вологості на значних висотах у відповідь на збурення досі не відомі. Проте оскільки впливи цих двох зворотних зв'язків взаємно компенсуються, то невизначеність в сумі  $\lambda_L + \lambda_W$  буде меншою, ніж невизначеність у значеннях цих двох зворотних зв'язків окремо. Цю сумарну невизначеність оцінюють близько  $0,1 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{К}^{-1}$ , як середнє квадратичне відхилення значень, які визначені за різними моделями, представленими в 4-му оціночному звіті IPCC (Randall et al., 2007).

#### 4.2.2. Зворотний зв'язок, пов'язаний з хмарністю

Хмари можуть по-різному впливати на радіаційний баланс Землі (див. рис. 4.11). З одного боку, вони зменшують довгохвильове випромінювання від Землі, тому що їх верхня частина розташована на відносно значній висоті, завдяки чому хмари випромінюють при значно ниж-

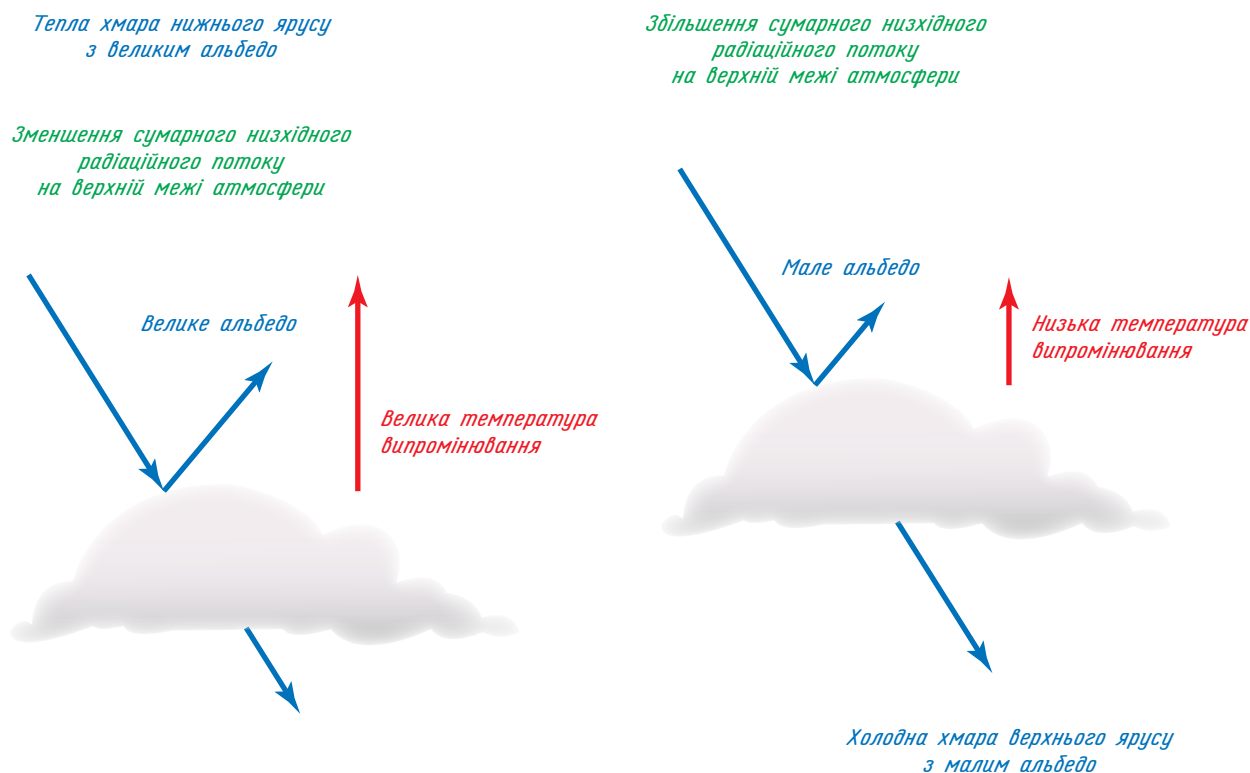


Рис. 4.11. Схематична ілюстрація впливу різних видів хмар на тепловий баланс Землі. Джерело: Goosse H. et al. (2009)

чий температурі, ніж земна поверхня. З іншого боку, хмари відбивають значну частину сонячного випромінювання, що призводить до сумарного зменшення кількості сонячної радіації, яка поглинається Землею (див. п. 2.1.6). Ці два ефекти часто називають *довгохвильовий* та *короткохвильовий радіаційні форсинги, обумовлені хмарністю* (CRF). Вважається, що в середньому короткохвильовий CRF є домінуючим в сучасних умовах, і тому хмари спричиняють зменшення сумарного низхідного радіаційного потоку на верхній межі атмосфери, яке оцінюється близько  $20 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$  (Goosse H. et al., 2009).

Проте хмарний радіаційний вплив сильно змінюється у просторі та залежно від сезону року. Він також протилежний для різних типів хмари (див. рис. 4.11). Так, хмари нижнього ярусу є відносно теплими і тому мають малий вплив на направлений вгору потік довгохвильової радіації. В той же час вони звичайно мають велике *альбедо*, тому їх пов'язують із зменшенням сумарного радіаційного потоку на верхній межі атмосфери. Навпаки, більшість хмар верхнього ярусу генерують на верхній межі атмосфери більший радіаційний потік, оскільки вони холодні та мають менше *альбедо*.

Відповідно, для різних регіонів Землі необхідно враховувати цей аналіз характеру хмарного зворотного зв'язку, зміни у відносній кількості хмар різних типів і ярусів, а також зміни температури хмари (зокрема, пов'язані з висотою

хмари) і випромінюючих властивостей хмари як відгук на збурення. Всі ці зміни можуть бути зумовлені прямими термодинамічними ефектами, великомасштабною динамікою атмосфери, які впливають на зміни температури і вологості. Зміни також можуть спричинятися мікромасштабними процесами, які відбуваються безпосередньо в хмарах (ці процеси звичайно мають назву «*мікрофізика хмар*»).

Через складність цих процесів хмарний зворотний зв'язок є одним з найменш вивчених зворотних зв'язків, і ця невизначеність у значній мірі відповідальна за широкий діапазон значень *чутливості клімату* у сучасних моделях клімату. Середнє значення, визначене з цих моделей, становить  $\lambda_c = +0,68 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{K}^{-1}$ , але значення в лінійці сучасних моделей змінюються в діапазоні приблизно від нуля до більш ніж  $1 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{K}^{-1}$ , а середнє квадратичне відхилення становить  $0,4 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{K}^{-1}$ , тобто воно приблизно в чотири рази більше, ніж середнє квадратичне відхилення для об'єданого впливу зворотних зв'язків, пов'язаних з водяною парою та змінами вертикального градієнта температури.

#### 4.2.3. Кріосферні зворотні зв'язки

Найголовнішим зворотним зв'язком, пов'язаним з кріосферою, є зміни у високому альбедо снігу і льоду (див. табл. 1.3). Якщо у відповідь

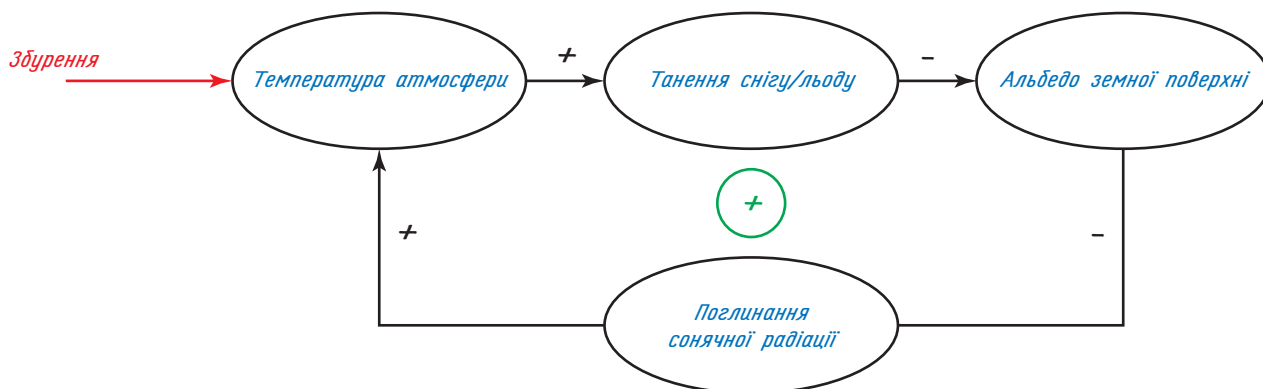


Рис. 4.12. Каузальна схема, що ілюструє зворотний зв'язок, пов'язаний з альbedo снігу/льоду. Позначення — див. рис. 4.9. Джерело: Goosse H. et al. (2009)

на збурення зростає температура повітря, сніг і лід тануть, що веде до зменшення альbedo підстильної поверхні (рис. 4.12). В результаті зростає частка сонячного випромінювання, яке поглинається Землею, що, у свою чергу, веде до ще більшого потепління. Кількісне визначення цього зворотного зв'язку, який має назву *зворотний зв'язок, пов'язаний з альbedo снігу/льоду* або *альbedo-температурний зворотний зв'язок*, залежить від точності розрахунку зміни альbedo земної поверхні у відповідь на зміну температури. На значення альbedo можуть вплинути зміни на поверхні, покритій льодом або снігом (наприклад, поява *розводдья*), або зміни властивостей поверхні, покритої снігом і льодом, спричинені їх таненням (зокрема, утворення *озерець води* на льодяній поверхні моря).

Зворотний зв'язок, пов'язаний з альbedo снігу/льоду, має істотний вплив на глобальному масштабі. Недавні оцінки, виконані за допомогою модельних розрахунків та наведені у 4-му оціночному звіті IPCC, мають значення в середньому  $\lambda_a = 0,26 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{К}^{-1}$ . Середнє квадратичне відхилення становить  $0,08 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{К}^{-1}$ , тобто таке ж значення, що і середнє квадратичне відхилення об'єднаного впливу зворотних зв'язків, пов'язаних з водяною парою та змінами вертикального градієнта температури. Проте вплив змін альbedo більший у високих широтах, де він може зумовлювати половину значення відгуку на подвоєння концентрації  $\text{CO}_2$  в атмосфері. Для снігу на суші вплив цього фізичного фактора особливо великий весною, коли потепління, пов'язане зі збільшенням сонячної радіації, може спричинити швидке зникнення снігового покриву, що веде до значних змін альbedo у часі, коли є інтенсивне сонячне випромінювання, що надходить.

Зворотний зв'язок, пов'язаний з альbedo снігу/льоду, є важливим для пояснення більших змін приземної температури у високих широтах,

ніж в середніх і тропічних широтах у відповідь на радіаційне збурення (див. розд. 6). Цей ефект посилення змін клімату в полярних областях є вірною властивістю модельних розрахунків змін клімату. На посилення цих змін також сильно впливають варіації направлено до полюсів переносу енергії (див. п. 2.1.5) і зворотні зв'язки, пов'язані з водяною парою та змінами вертикального градієнта температури, у високих широтах.

Інший важливий кріосферний процес пов'язаний з ізоляційним ефектом, який генерує морська крига. Морський лід має низьку теплопровідність, тому він ефективно ізолює океан від атмосфери. Якщо температура підвищується, товщина криги та її ізоляційний ефект зменшуються. В результаті взимку потік тепла від відносно теплого океану до холодної атмосфери зростає, що веде до зимового потепління атмосфери. Це не є у строгому сенсі радіаційний зворотний зв'язок, але він може пояснити, чому у високих широтах взимку більші зміни температури, пов'язані з потеплінням, хоча зворотний зв'язок, пов'язаний з альbedo льоду, переважно діє весною і літом, коли сонячне випромінювання має максимальні значення.

На довших часових масштабах утворення льодяних щитів є дуже великим підсилювачем кліматичних змін і відіграє велику роль в льодовикових—міжльодовикових циклах (див. п. 5.4.2). Якщо влітку сніг цілком не розтає, він акумулюється з року в рік і кінець кінцем формує великі маси льоду (як це зараз спостерігається в Гренландії та Антарктиді, див. п. 1.4). Коли такий льодяний щит сформувався, він генерує зростання планетного альbedo через зворотний зв'язок, пов'язаний з альbedo льоду. Завдяки значній висоті, на яку піднімається верхня крайка льодяного щита, його поверхня завжди холодна і не сприяє таненню, що стабілізує цей щит. Ці обидва ефекти підтримують холодні умови, які склалися завдяки початковому форсингу.

### 4.3. ГЕОХІМІЧНІ, БІОГЕОХІМІЧНІ ТА БІОГЕОФІЗИЧНІ ЗВОРОТНІ ЗВ'ЯЗКИ

#### 4.3.1. Компенсація карбонату

Як вже відзначалося в п. 2.3.4,  $\text{CaCO}_3$ , що зв'язується в океанічних осадах, компенсується його додаванням за рахунок річкового стоку. Оскільки швидкості процесів *атмосферного руйнування* (або *вивітрювання*) і осадження в океанах є відносно незалежними, немає будь-якої апіорної причини, через яку ці два процеси повинні знаходитися в точному балансі у будь-який момент часу. Проте будь-який дисбаланс між ними може приводити до великих коливань кількості карбонату кальцію (і тому лужності, див. рівняння (2.45)) в океані на часових масштабах від тисячоліття до багатьох тисячоліть. Це призводить до істотних змін парціального тиску вуглекислого газу  $p^{\text{CO}_2}$  в океанах (див. п. 2.3.2) і концентрації  $\text{CO}_2$  в атмосфері. Таких значних змін поки що не спостерігається, як мінімум, впродовж останніх десятиків мільйонів років завдяки стабілізуючому зворотному зв'язку між океанським вуглецевим циклом і осадом, що випав на дно океану. Цей зворотний зв'язок називається *компенсацією карбонату*.

Щоб зрозуміти цей зворотний зв'язок, необхідно проаналізувати механізми, які впливають на розчинення  $\text{CaCO}_3$ . По-перше, визначимо *розчинність*  $K^{\text{CaCO}_3}$  (аналогічно до розчинності  $\text{CO}_2$  в рівнянні (2.43)) з рівняння рівноваги для розчинення  $\text{CaCO}_3$  (2.47)

$$K^{\text{CaCO}_3} = [\text{CO}_3^{2-}]_{\text{sat}} [\text{Ca}^{2+}]_{\text{sat}}, \quad (4.17)$$

де  $[\text{CO}_3^{2-}]_{\text{sat}}$  і  $[\text{Ca}^{2+}]_{\text{sat}}$  — значення концентрацій іонів, коли рівновага між  $\text{CaCO}_3$  і розчиненими іонами досягнута, тобто у стані насичення.

Якщо в одному районі океану продукція  $[\text{CO}_3^{2-}]$   $[\text{Ca}^{2+}]$  вища, ніж  $K^{\text{CaCO}_3}$ , то про воду кажуть, що вона *перенасичена щодо  $\text{CaCO}_3$* . Якщо продукція менша, ніж  $K^{\text{CaCO}_3}$ , то вода є *ненасиченою*. Оскільки коливання концентрації іонів  $\text{Ca}^{2+}$  набагато менші, ніж варіації концентрації  $\text{CO}_3^{2-}$ , то на процес насичення впливають переважно  $[\text{CO}_3^{2-}]$ .

Спостереження показують, що концентрація іонів  $[\text{CO}_3^{2-}]$  зменшується з глибиною (див. вкладку на рис. 4.13). Тому можна припустити існування низхідного переносу неорганічного вуглецю за рахунок дії механізмів *конвеєра поживних речовин* і *карбонатного конвеєра*. Проте необхідно пригадати, що на лужність переважно впливають концентрації іонів бікарбонату і карбонату (див. обговорення рівняння (2.45)). Нехтуючи внеском вуглекислоти,  $\text{Alk}$  можна наближено представити як

$$\text{Alk} \cong [\text{HCO}_3^-] + 2[\text{CO}_3^{2-}]. \quad (4.18)$$

Якщо також знехтувати впливом вуглекислоти на DIC, ми одержимо

$$\text{DIC} \cong [\text{HCO}_3^-] + [\text{CO}_3^{2-}]. \quad (4.19)$$

Це приводить до рівняння

$$[\text{CO}_3^{2-}] \cong \text{Alk} - \text{DIC}. \quad (4.20)$$

Розчинення карбонату кальцію безпосередньо вивільнює  $\text{CO}_3^{2-}$ . Це узгоджується з рівнянням (4.20), оскільки розчинення 1 молю  $\text{CaCO}_3$  збільшує  $\text{Alk}$  на дві одиниці та  $\text{DIC}$  — на одну. Навпаки, повторна мінералізація органічної речовини впливає переважно на  $\text{DIC}$ , спричиняючи, згідно з рівнянням (4.20), зменшення  $[\text{CO}_3^{2-}]$ . У фактичних океанських умовах вплив *конвеєра поживних речовин*, вірогідно, домінує, що веде до зменшення  $\text{CO}_3^{2-}$ , яке спостерігається на глибинах. Оскільки розчинність  $\text{CaCO}_3$  зростає з глибиною океану, переважно через її залежність від тиску, верхні шари океану є скоріше перенасиченими, тоді як глибокий океан — ненасичений. Глибина, на якій ці дві області розмежовуються, називається *горизонтом насичення* (див. вкладку на рис. 4.13).

Певна кількість  $\text{CaCO}_3$ , який залишає поверхневий шар, розчинюється у стовпі океанської води, але істотна частина переміщується в осад. На океанському дні частина  $\text{CaCO}_3$  розчинюється і повторно опиняється в океанській воді, а решта залишається в осаді на довгі часи. Для того щоб описати ці процеси, визначимо глибину осаду на океанському дні, нижче якої полеглий  $\text{CaCO}_3$  практично не розчинюється, як *лизоклін*, а *глибину компенсації кальциту* (CCD) — як рівень, до якого приблизно весь кальцит осаду на дні розчинюється і повертається до океанської води. Таким чином, CCD є глибиною, на якій надходження за рахунок процесу осадження точно врівноважуються втратами від розчинення кальциту у верхній частині осаду. Область між лизокліном і CCD називається *перехідною зоною* (див. рис. 4.13).

Положення перехідної зони залежить від декількох чинників, зокрема присутності органічного матеріалу в осаді. Також істотно впливає стан насичення океанської води вище осаду: якщо вода ненасичена, розчинення осаду буде відносно високим, але якщо вода перенасичена, розчинення звичайно буде дуже малим (як у верхніх шарах океану). Якщо положення горизонту насичення змінюється, також змінюється й положення перехідної зони та областей океану, де  $\text{CaCO}_3$  зберігається в осаді.

Такі переміщення горизонту насичення зумовлюють стабілізацію океанської лужності. Уявімо, наприклад, що надходження  $\text{CaCO}_3$  з річок

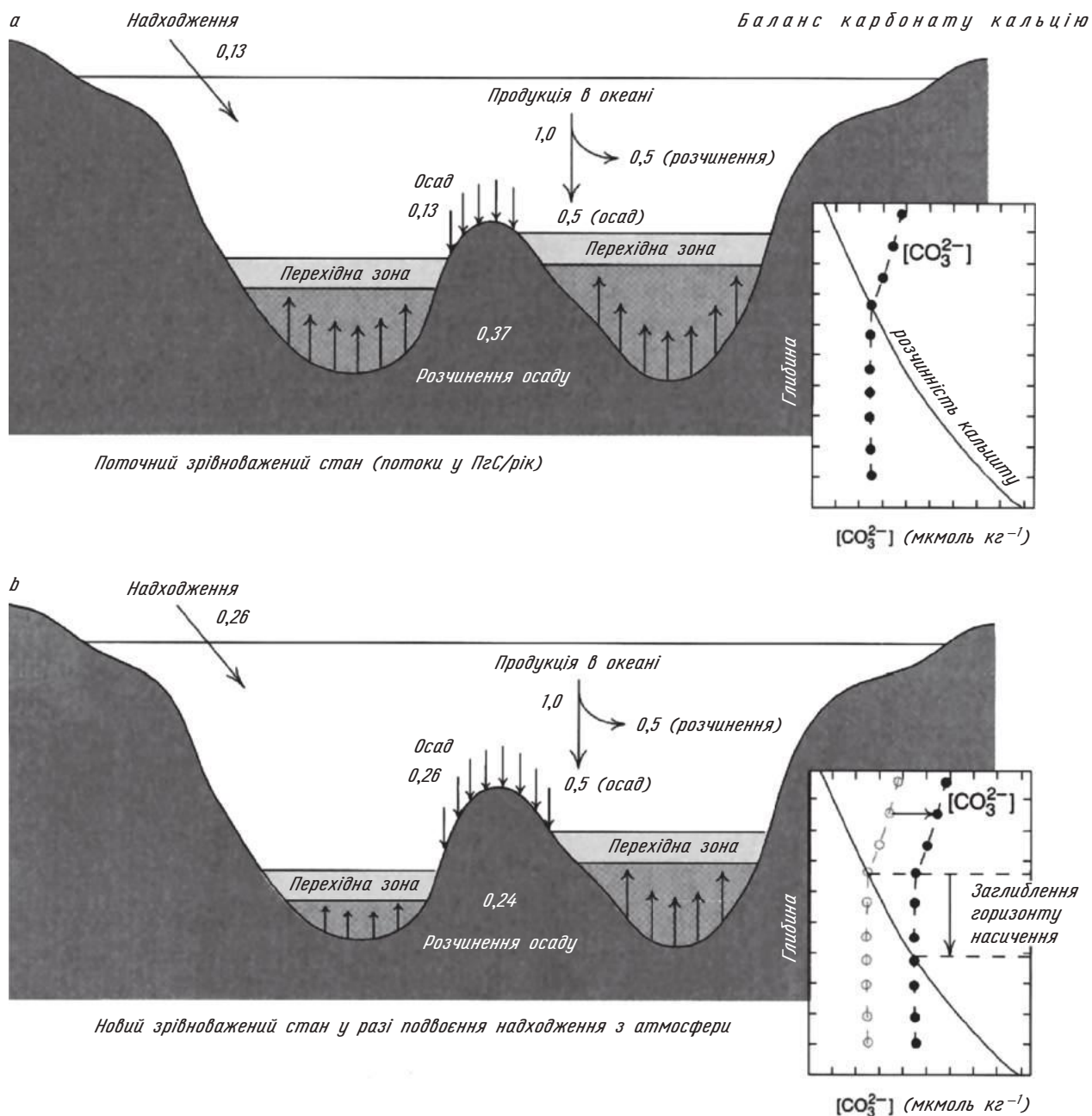


Рис. 4.13. а) поточний баланс  $\text{CaCO}_3$  в  $\text{ПгС} \cdot \text{рік}^{-1}$ . За розрахунками 0,13  $\text{ПгС} \cdot \text{рік}^{-1}$  надходить з річок і близько 1,0  $\text{ПгС} \cdot \text{рік}^{-1}$   $\text{CaCO}_3$  продукується в океані, з яких 0,5  $\text{ПгС} \cdot \text{рік}^{-1}$  розчинюється в стовпі води і 0,5  $\text{ПгС} \cdot \text{рік}^{-1}$  переміщується в осад. Із загальної кількості  $\text{CaCO}_3$ , що переміщується в осад, 0,37  $\text{ПгС} \cdot \text{рік}^{-1}$  розчинюється і повертається до глибоких шарів океану, і 0,13  $\text{ПгС} \cdot \text{рік}^{-1}$  акумулюється в осаді, що зрівноважує надходження з річкового стоку; б) якщо річкові надходження подвоїти, горизонт насичення опускається нижче, так що для досягнення нової рівноваги менша кількість  $\text{CaCO}_3$  розчиняється і більше акумулюється в осаді. Вкладки показують вертикальні профілі розчинності  $[\text{CO}_3^{2-}]$  і горизонту насичення. Джерело: Sarmiento and Gruber (2006)

подвоїлися за рахунок більш інтенсивного атмосферного руйнування на континентах (рис. 4.13). При цьому лужність океану зростає, через це також буде зростати кількість  $[\text{CO}_3^{2-}]$  (див. рівняння (4.20)), а горизонт насичення буде заглиблюватися. За рахунок цього частка океанського дна, яка знаходиться в контакт з ненасиченими водами, буде зростати. Це приведе до більшого накопичення  $\text{CaCO}_3$  в осаді, тобто зросте

сумарний потік  $\text{CaCO}_3$  від океану до осаду. Це заглиблення горизонту насичення буде відбуватися до тих пір, поки не буде досягнуто нового балансу між збільшеним надходженням  $\text{CaCO}_3$  від річок і більшим його накопиченням в океанському осаді.

Цей зворотний зв'язок обмежує амплітуду варіацій лужності в океані та через це — концентрації  $\text{CO}_2$  в атмосфері. Наприклад, за існу-

ючими оцінками у прикладі, наведеному вище, подвоєння річкового надходження  $\text{CaCO}_3$  призводить до зміни концентрації  $\text{CO}_2$  в атмосфері на 30 ppm.

#### 4.3.2. Взаємозв'язки між тектонікою плит, кліматом і вуглецевим циклом

На інтенсивність атмосферного *вивітрювання* скельних порід (напр. рівняння (2.49)) впливає значна кількість процесів. Зокрема, більш значні швидкості атмосферного руйнування пов'язані з високими температурами повітря і наявною кількістю води на підстильній поверхні (як мінімум — для деяких порід, наприклад базальтів). Через те що при атмосферному руйнуванні поглинається атмосферний  $\text{CO}_2$  (див. п. 2.3.4), цей ефект вірогідно приводить до від'ємного зворотного зв'язку, який може регулювати довгострокові коливання концентрації  $\text{CO}_2$  в атмосфері (рис. 4.14). Наприклад, більш інтенсивна тектонічна діяльність може привести до виходу на поверхню значної кількості кальціно-силікат-

них порід, що у свою чергу веде до зростання швидкості вивітрювання. Тоді концентрація  $\text{CO}_2$  в атмосфері буде зменшуватися, що призведе до загального охолодження кліматичної системи. Наслідком цього є зменшення випаровування і далі зменшення кількості атмосферних опадів і меншої кількості води на поверхні. Таким чином, зміни клімату, які відбулися під впливом тектонічної діяльності, ведуть до скорочення швидкості атмосферного руйнування, що зменшує вплив початкового збурення.

З іншого боку, можна прийняти без доведення, що на швидкість вивітрювання переважно впливає механічна ерозія, яка збільшує вплив атмосфери на свіжі, нові скельні породи, і тому вони можуть ефективніше руйнуватися. Якщо температура повітря зменшується через більші швидкості вивітрювання, тоді льодовики та льодяні щити можуть займати більшу частину земної поверхні. Оскільки вони є найактивнішими чинниками ерозії, це збільшує механічне руйнування, і через це зростає хімічне атмосферне руйнування, підсилюючи початкове збурення (рис. 4.14).

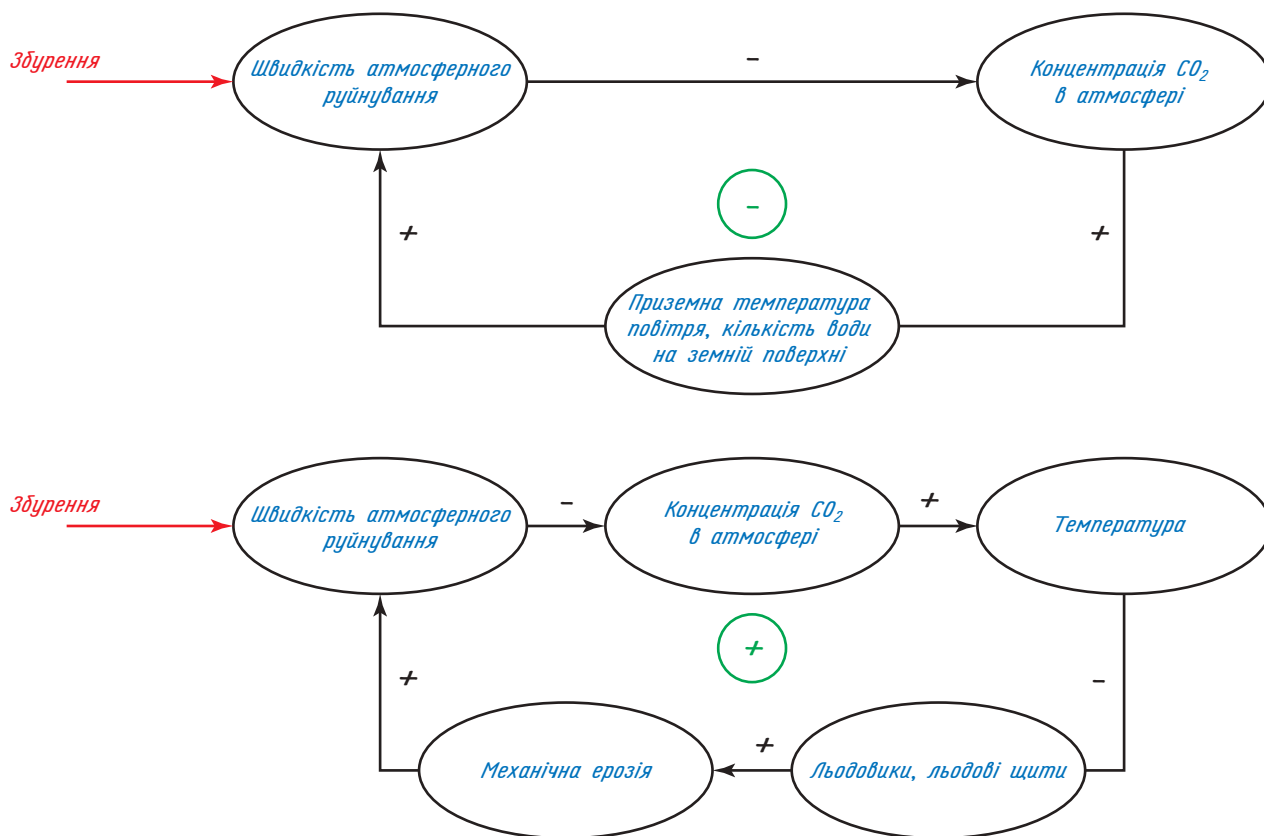


Рис. 4.14. Каузальна схема, яка ілюструє два гіпотетичні механізми зворотного зв'язку, що впливають на атмосферне руйнування, концентрацію  $\text{CO}_2$  і зміни клімату. Додатний знак на стрілці означає, що знак зміни зберігається при переміщенні від змінної, розташованої зліва від стрілки, до змінної, розташованої справа від неї, тоді як від'ємний знак позначає, що зростання (зменшення) в одній змінній призводить до зменшення (зростання) в іншій. Додатний знак в колі указує, що повний зворотний зв'язок є додатним, а від'ємний знак — від'ємний повний зв'язок. Відзначимо, що збурення може також відбуватися й в інших частинах циклу. Джерело: Goosse H. et al. (2009)

Хоча ці два механізми зворотного зв'язку мають розумні причини для реального існування, їх конкретний можливий вплив на зміни концентрації CO<sub>2</sub> на часових масштабах від сотень тисяч до мільйонів років все ще дискутується.

#### 4.3.3. Взаємозв'язки між кліматом і біосферою Землі

Земна біосфера відіграє важливу роль в глобальному вуглецевому циклі (див. п. 2.3.3). Зміни географічного розподілу різних біомів, які відбуваються внаслідок змін клімату, можуть змінити накопичення вуглецю на суші. Так, за останніми оцінками на тропічні ліси припадає близько третини всього газообміну, а на рослинність саван, яка займає вдвічі більшу площу, — тільки чверть. Таким чином зміни розподілу біомів мають вплив на концентрації CO<sub>2</sub> в атмосфері. Тобто з'являються потенційні зворотні

зв'язки, які звичайно мають назву — *біогеохімічні зворотні зв'язки*, тому що вони включають взаємодії між кліматом, біологічною діяльністю і біогеохімічним циклом важливого хімічного земного елемента (вуглець).

Крім того, зміни рослинного покриву мають прямий вплив на фізичні характеристики підстильної поверхні, зокрема на альбедо та обмін водою між ґрунтом і атмосферою (див. п. 1.5). Зворотні зв'язки, що описують фізичні змінні, на значення яких впливає земна біосфера, називаються *біогеофізичними зворотними зв'язками*. Одним з важливих біогеофізичних зворотних зв'язків є т. зв. *зворотний зв'язок «тундра—тайга»*, який може спостерігатися у високих широтах. Альбедо покритого снігом лісу набагато нижче, ніж альбедо покритої снігом трави (див. табл. 1.3 та рис. 4.15). В результаті, якщо внаслідок потепління в тундрі починають рости дерева (тобто вона перетворюється на тайгу), альбедо земної поверхні буде зменшуватися, зо-



Рис. 4.15. Різниця в альбедо між покритими снігом лісом і травою. Ліс має бути темнішим, оскільки він поглинає більше сонячного випромінювання, яке до нього надходить. Джерело: Goosse H. et al. (2009)

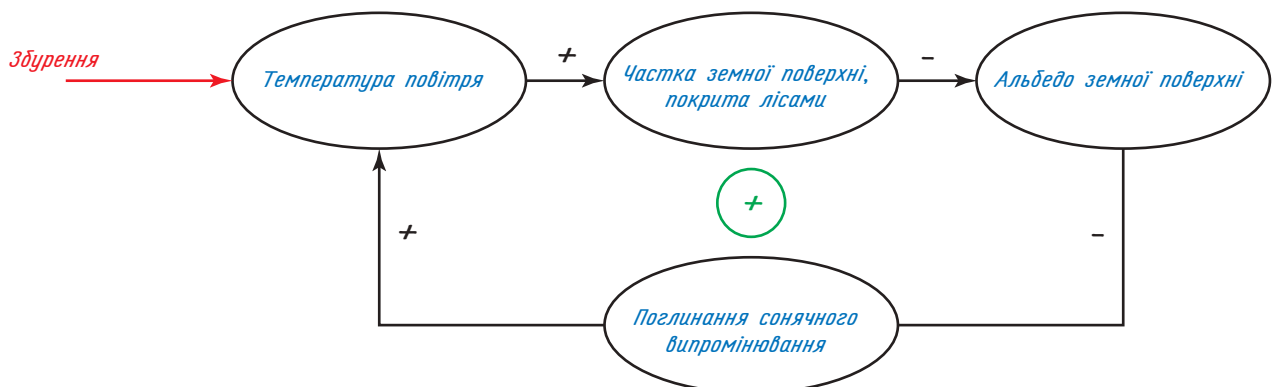


Рис. 4.16. Каузальна схема, що ілюструє позитивний зворотний зв'язок «тайга—тундра». Позначення — див. рис. 4.9. Джерело: Goosse H. et al. (2009)

крема весною (див. п. 4.2.3). Це спричинить ще більше потепління, тобто буде відбуватися позитивний зворотний зв'язок (див. рис. 4.16).

Проте один з найбільш ефективних прикладів біогеофізичних зворотних зв'язків спостерігається в тропічних широтах. Він пов'язаний з відносно швидким спустелюванням регіону Сахари, яке відбувається протягом останніх 4–6 тис. років (див. розд. 5). Стандартне пояснення цього процесу — позитивний зворотний зв'язок між рослинністю та атмосферою, який був запущений порівняно повільними змінами орбітального форсингу (див. розд. 5). Оскільки інтенсивність Африканського мусону зменшилася (за рахунок зменшення інсоляції влітку), протягом Голоцену в Сахарі зменшилася кількість опадів. Це призвело до зменшення рослинного покриву і, як результат, до зростання альbedo земної поверхні (див. табл. 1.3). Наступним наслідком цього є додаткове охолодження і зменшення опадів, яке збільшує початкове зменшення рослинного покриву.

#### Використана література та література для поглибленого вивчення

- Динамика климата / Под ред. С. Манабе. — Л. : Гидрометеиздат, 1988. — 574 с.
- Матвеев Л. Т. Теория общей циркуляции атмосферы и климата Земли / Матвеев Л. Т. — Л. : Гидрометеиздат, 1991. — 295 с.
- Облака и климат / Г. И. Марчук, К. Я. Кондратьев, В. В. Козодеров, В. И. Хворостьянов. — Л. : Гидрометеиздат, 1986. — 512 с.
- Adams J. (2007). Vegetation-climate interaction. How vegetation makes the global environment. Springer in association with Praxis Publishing, Chichester, UK, 232 pp.
- Bony S., Colman R., Kattsov V. M., Allan R. P., Bretherton C. S., Dufresne J. L., Hall A., Hallegatte S., Holland M. M., Ingram W., Randall D. A., Soden B. J., Tselioudis G., Webb M. J. (2006). How well do we understand and evaluate climate change feedback processes? J. Climate 19: 3445–3482.
- Forster P., Ramaswamy V., Artaxo P., Bernsten T., Betts R., Fahey D. W., Haywood J., Lean J., Lowe D. C., Myhre G., Nganga J., Prinn R., Raga G., Schulz M. and Van Dorland R. (2007): Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Solomon, S., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K. B., Tignor M. and Miller H. L. (Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Gao C., Robock A. and Ammann C. (2008). Volcanic forcing of climate over the past 1500 years: an improved ice core-based index for climate models. *Journal of Geophysical Research* 113, D23111.
- Goosse H., Barriat P. Y., Lefebvre W., Loutre M. F. and Zunz V. (2009). Introduction to climate dynamics and climate modeling. NOAA-CIRES Clim. Diag. Cent. Boulder, Colorado
- Hansen J., Sato M. and Ruedy R. (1997). Radiative forcing and climate response. *J. Geophys. Res.* 102 (D6): 6831–6884.
- Hartmann D. L. (1994). *Global physical climatology*. International Geophysics series, volume 56. Academic Press, 412 pp.
- IPCC (2007). *Climate Change 2007: The Physical Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Solomon, S., Qin, D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K. B., Tignor M. and Miller H. L. (Eds.), Cambridge Univ. Press, Cambridge, U. K. and New York, U.S.A., 996 pp.
- Koch D., Menon S., Del Genio A., Ruedy R., Aliouev I. A. and Schmidt G. A. (2008). Distinguishing aerosol impacts on climate over the past century. *Journal of Climate* 22, 2659–2677.
- Ramankutty N. and Foley J. A. (1999). Estimating historical changes in global land cover: croplands from 1700 to 1992, *Global Biogeochemical Cycles* 13, 4:997–1027.
- Randall, D. A., Wood R. A., Bony S., Colman R., Fichefet T., Fyfe J., Kattsov V., Pitman A., Shukla J., Noda A., Srinivasan J., Stouffer R. J., Sumi A. and Taylor K. E. (2007). Climate models and their evaluation. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Solomon S., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K. B., Tignor M. and Miller H. L. (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Rotaru M., Gaillardet J., Steinberg M. and Trichet J. (2006). *Les climats passés de la terre*. Société Géologique de France, Vuibert, 195 pp.
- Sarmiento G. L. and Gruber N. (2006). *Ocean biogeochemical dynamics*. Princeton University Press, 503 pp.
- Soden B. F. and Held I. M. (2006). An assessment of climate feedbacks in coupled ocean-atmosphere models. *J. Climate*, 19, 14, 3354–3360.
- Wallace J. M. and Hobbs P. V. (2006). *Atmospheric science: an introductory survey* (2nd edition). International Geophysics Series 92, Associated press, 484 pp.

#### Питання для самоперевірки

##### 1. Питання, на яких необхідно сконцентрувати увагу при вивченні розділу

Визначення радіаційного форсингу та його оцінка для головних складових (парникові гази, аерозолі, зміни у землекористуванні, вулканічна діяльність, зміни сонячної сталості).

Визначення зворотного зв'язку; параметр зворотного зв'язку, рівноважна чутливість клімату на збурення.

Визначення перехідного відгуку клімату на збурення.

Температурний зворотний зв'язок.

Зворотний зв'язок, пов'язаний з водяною парою.

Зворотний зв'язок, пов'язаний з хмарністю.

Зворотний зв'язок, пов'язаний з альбедо.

Зворотний зв'язок, пов'язаний з процесами компенсації карбонату.

Зворотний зв'язок, пов'язаний з процесами атмосферного вивітрювання та тектоніки плит.

Зворотний зв'язок, пов'язаний з впливом біосфери на клімат.

## 2. Питання для перевірки знань

1. Які зміни сумарного радіаційного потоку на рівні тропопаузи необхідні для досягнення радіаційної рівноваги при додатному (направленому донизу) радіаційному форсингу:

- сумарний радіаційний потік дорівнює нулю;
- сумарний радіаційний потік є від'ємним;
- сумарний радіаційний потік є додатним.

2. Рівноважна чутливість клімату зазвичай визначається як зміна глобальної середньої приземної температури:

- у рівновазі у відповідь на подвоєння концентрації  $\text{CO}_2$  в атмосфері;
- у рівновазі у відповідь на додатний радіаційний форсинг величиною  $1 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$  на рівні тропопаузи.

3. Розставте радіаційні форсинги за величиною сумарного глобального радіаційного форсингу за період з 1750 по 2005 роки. При цьому першим має бути найменший за величиною форсинг (тобто найбільший за значенням від'ємний форсинг), а останнім — найбільший за значенням додатний форсинг:

- стратосферний озон;
- тропосферний озон;
- загальний вміст аерозолів;
- сонячна стала;
- довгоживучі парникові гази ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  тощо).

4. Аерозолі впливають на енергетичний баланс Землі різними шляхами. Серед наведених нижче виберіть ефекти, які мають додатний радіаційний форсинг:

- розсіювання сонячної радіації, що надходить (прямий ефект);
- поглинання сонячної радіації сажею;
- аерозолі впливають на час існування хмарності (ефект часу існування хмари);
- аерозолі діють як ядра конденсації (перший непрямої ефект або ефект альbedo-хмара);
- накопичення сажі на поверхні снігу.

5. Відгук Землі як чорного тіла генерує від'ємний зворотний зв'язок. Якщо б існував тільки цей зворотний зв'язок, чому б дорівнювала рівноважна чутливість клімату:

- $4^\circ\text{C}$ ;
- $1^\circ\text{C}$ ;
- $2^\circ\text{C}$ .

6. Час, який необхідний для того, щоб досягнути 65 % рівноважного відгуку на збурення, залежить головним чином від:

- рівноважної чутливості клімату та термічної інерції кліматичної системи;
- рівноважної чутливості клімату;
- термічної інерції кліматичної системи.

7. Зворотний зв'язок, пов'язаний з водяною парою, є дуже потужним зворотним зв'язком. Якщо б окрім відгуку Землі як чорного тіла існував ще тільки зворотний зв'язок, пов'язаний з водяною парою, чому б дорівнювала рівноважна чутливість клімату:

- $2,5^\circ\text{C}$ ;
- $1^\circ\text{C}$ ;
- $4^\circ\text{C}$ .

8. Якщо вертикальний градієнт температури збільшується у відповідь на додатний радіаційний форсинг (тобто якщо поблизу земної поверхні температурний відгук більший, ніж у верхній тропосфері), це генерує:

- додатний зворотний зв'язок;
- відсутність зворотного зв'язку;
- від'ємний зворотний зв'язок.

9. Хмарність верхнього ярусу з малим альbedo генерує:

- додатний радіаційний форсинг, пов'язаний з хмарністю;
- від'ємний радіаційний форсинг, пов'язаний з хмарністю;
- практичну відсутність радіаційного форсингу, пов'язаного з хмарністю.

10. Збільшення річного стоку карбонату кальцію повинно компенсуватися в океані для того, щоб встановити новий баланс та уникнути нереалістичних коливань концентрації  $\text{CO}_2$  в атмосфері. Це досягається за рахунок:

- заглиблення горизонту насичення, що змінює процес розчинення карбонату кальцію у відкладах на дні;
- збільшення біологічної продукції, що через океанський конвеєр поживних речовин веде до збільшення переносу DIC і таким чином збільшення переносу іонів карбонату у глибини океану;
- посилення океанського карбонатного конвеєра, що веде до збільшення переносу карбонату кальцію до глибинних шарів океану та до відкладів на океанському дні.

11. Альbedo-температурний зворотний зв'язок: — відіграє важливу роль у посиленні змін температури поблизу земної поверхні у полярних районах у відповідь на радіаційні збурення;

— є додатним зворотним зв'язком, який впливає на температуру повітря на глобальних масштабах.

## Розділ 5. КОРОТКА ІСТОРІЯ КЛІМАТУ: МОЖЛИВІ ПРИЧИНИ І МЕХАНІЗМИ КЛІМАТИЧНИХ ЗМІН

### 5.1. ВСТУП

Протягом всієї історії Землі її клімат змінювався на всіх часових масштабах. Він коливався з періодами понад мільйони років між дуже теплими умовами з щорічними середніми температурами вище 10 °С в полярних регіонах і станом льодового клімату, коли льодовикові щити покривали більшість поверхні континентів у середніх широтах. Навіть іноді приймається без доведення, що в деякі холодні періоди вся по-

верхня Землі була покрита льодом (гіпотеза «Земля у вигляді сніжку»). На іншому кінці часового спектра спостерігаються коливання малої амплітуди на часових масштабах порядку років та десятиліть, так що немає жодного року, кліматичні умови якого у точності повторювали б будь-який попередній. В цьому розділі розглянемо останні зміни клімату, починаючи з щонайдовших часових масштабів і закінчуючи останнім тисячоліттям.

Часовий масштаб цих варіацій в першу чергу зумовлюється зовнішнім форсингом (рис. 5.1).

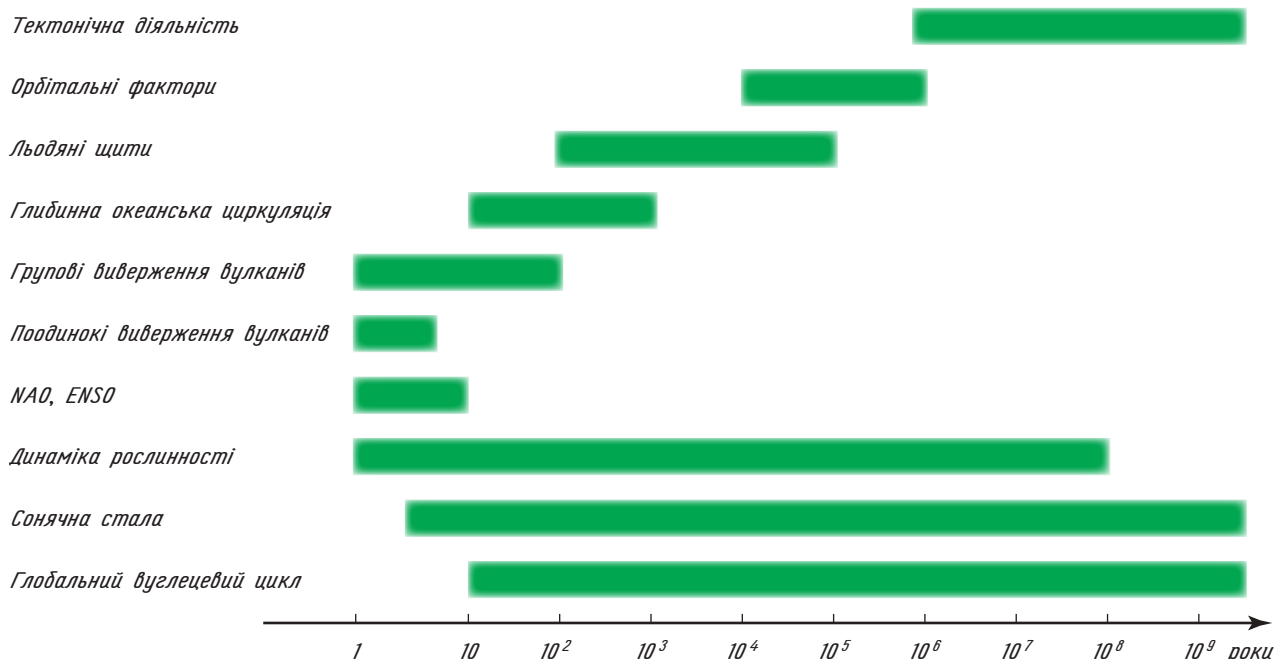


Рис. 5.1. Схематичне зображення домінуючих часових масштабів впливу деяких зовнішніх форсингів і процесів, пов'язаних з внутрішньою динамікою, що впливають на клімат. Для кожного з них окреслено окремий часовий діапазон. Проте через взаємні впливи вони можуть розширювати свій вплив практично на всі часові масштаби. Наприклад, орбітальний форсинг може впливати на розподіл температури і опадів на земній поверхні і таким чином генерувати варіації океанської циркуляції і ефекту ENSO на багатотисячолітніх часових масштабах. Джерело: Goosse H. et al. (2009)

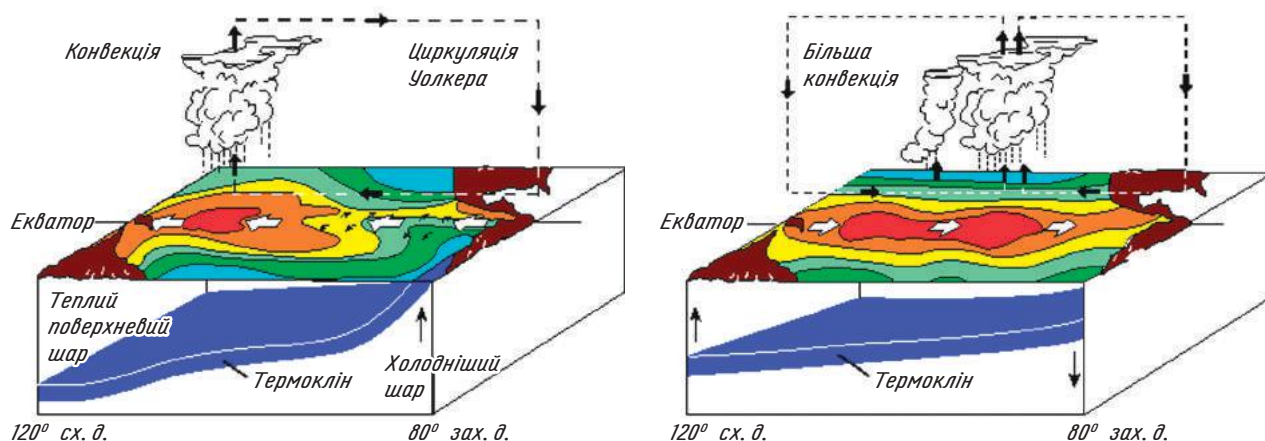


Рис. 5.2. Циркуляція Уолкера в атмосфері та положення термокліну в океані у звичайних умовах і в роки з ефектом Ель-Ніньо. Червоним кольором позначено області з високою температурою поверхневого шару океану, а зеленим — області з холодною водою. Джерело: <http://www.pmel.noaa.gov/tao/elnino/el-nino-story.html>

Наприклад, з фізики відомо, що за 4,6 мільярда років історії Землі через власну еволюцію Сонця як зірки його випромінювання зросло приблизно на 30 %. На коротших часових масштабах коливання сонячної сталої мають меншу амплітуду, хоча точні значення цієї амплітуди поки що невідомі (див. п. 5.5). Низькочастотні зміни характеристик орбіти Землі (див. п. 5.4.1), найголовніші коливання яких розташовані в діапазоні 20—100 тис. років, також впливають на кількість сонячної енергії, одержаної в конкретному сезоні у кожній точці на поверхні Землі. Окремі виверження вулканів призводять до загального охолодження протягом декількох років, наступних за виверженням (див. п. 5.5.1). До того ж вулканічна діяльність може зумовлювати низькочастотний форсинг, якщо великі виверження відбуваються в межах десятиліття або сторіччя. На довгих часових масштабах підвищена вулканічна діяльність, пов'язана з тектонікою плит, може зумовлювати сильний вплив у періоди від тисяч до мільйонів років.

З іншого боку, внутрішня динаміка глобальної кліматичної системи також відіграє найважливішу роль у визначенні мінливості клімату Землі. Внутрішні автоколивання системи на часових масштабах порядку декількох десятиріч і менше можуть бути прямою причиною мінливості за відсутності будь-яких істотних змін значень зовнішнього форсингу через внутрішні взаємодії між різними компонентами кліматичної системи (т. зв. «внутрішня мінливість»). Важливими прикладами є *Ель-Ніньо* — *Південне коливання* (ENSO), *Північно-атлантичне коливання* (NAO) і *Південна кільцева мода* (SAM). По-друге, завдяки великій тепловій інерції океану і льодяних щитів домінуючий ефект збурення може бути пов'язаний з інтегральною дією форсингу

протягом великого проміжку часу, тоді як більш високочастотні зміни будуть знівельовані. Ефект інерції системи може також генерувати *відкладений відгук на збурення* (див. п. 4.1.4). Більш того, відгук кліматичної системи може включити складні механізми, які призводять до значних відмінностей між характеристиками форсингу і тими змінами клімату, що відбуваються завдяки цьому форсингу. Наприклад, якщо значення форсингу коливаються з частотою, яка відповідає частоті будь-якої моди внутрішньої мінливості системи, це веде до *ефекту резонансу*, тобто амплітуда відгуку кліматичної системи на цій частоті буде великою, навіть якщо значення форсингу було незначне. Крім того, малі зміни значень форсингу також можуть призводити до великих коливань в кліматичній системі, якщо значення форсингу перевищили деяке порогове значення — у цьому випадку система еволюціонує (приблизно) самостійно від одного стану до іншого, який, можливо, буде абсолютно відрізнятися від першого. Саме таким переходом, який привів до зміни у глибинній океанічній циркуляції, пояснюють деякі раптові зміни клімату протягом останнього льодовикового періоду, що відбулися у льодяних кернах Гренландії.

У цьому короткому огляді були описані тільки декілька з тих природніх процесів, які необхідно сумісно розглядати для пояснення минулих змін клімату. Далі проілюструємо деякі з головних понять, починаючи з мінливості, яка існує завдяки саме внутрішнім процесам в кліматичній системі. Для цього зосередимося на процесах, які відрізняються відносно високочастотними варіаціями, тому що саме про них існує найбільше інформації. У ці моди мінливості залучаються такі складові кліматичної системи, як атмосфера і поверхневий шар океану.

При цьому не буде враховуватися внутрішня мінливість глибинної океанічної циркуляції та льодяних щитів.

## 5.2. ВНУТРІШНЯ МІНЛИВІСТЬ КЛІМАТУ

### 5.2.1. Ель-Ніньо — Південне коливання

В екваторіальних регіонах пасатні вітри зумовлюють зональний перенос водних мас зі сходу на захід Тихого океану, де концентруються області з високою *температурою поверхневого шару океану* (SST) і відносно глибоким термокліном. На сході Тихого океану у звичайних умовах термоклін розташований вище. В результаті у східній частині Тихого океану екваторіальний апвелінг (також спричинений пасатами) переміщує холодну глибоку воду до поверхні океану більш ефективно, що призводить до значного охолодження в цьому регіоні (див. п. 1.3 і рис. 5.2).

Через відзначені відмінності в температурі поверхневого шару океану висхідні рухи повітря і атмосферна конвекція спостерігаються над західними регіонами Тихого океану, тоді як опускання повітря відбувається над східними областями Тихого океану. Ця циркуляція замикається переносом повітря у верхній тропосфері та направленим на захід атмосферним потоком у нижніх шарах (рис. 5.2). Цю зональну замкнену циркуляцію часто називають *циркуляцією Уолкера*, яка підсилює східні вітри, що проявляються при зональному осередненні в цьому широтному колі (див. п. 1.2). Таким чином, циркуляція Уолкера пов'язана з додатним зворотним зв'язком, який називається *зворотним зв'язком Б'єркнеса* (рис. 5.3), де східні поверхневі вітрові напруги збільшують зональний градієнт SST, який у свою чергу збільшує вітрову напругу.

Циркуляція Уолкера має нерегулярні коливання (рис. 5.4). Вони характеризуються періодичними коливаннями різниці *атмосферного тиску на рівні моря* (SLP) між східною і західною частинами Тихого океану, яка управляє приземними східними вітрами (рис. 5.5). У класичному варіанті величина цієї моди вимірюється за допомогою *індексу Південного коливання* (SOI):

$$SOI = 10 \frac{SLP'_{Taiti} - SLP'_{Darwin}}{\sigma_{\Delta SLP}}, \quad (5.1)$$

де  $SLP'_{Taiti}$  і  $SLP'_{Darwin}$  — аномалії атмосферного тиску на рівні моря (тобто різниця між поточним значенням і довгостроковою середньою) на станціях Таїті та Дарвін (Австралія) відповідно;  $\sigma_{\Delta SLP}$  — середнє квадратичне відхилення різниці між цими двома аномаліями SLP.

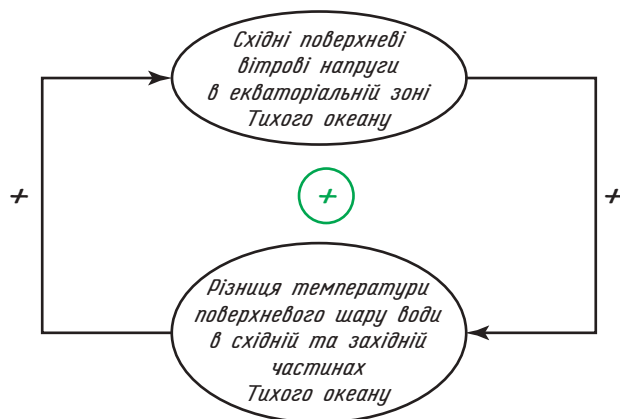


Рис. 5.3. Каузальна схема, яка ілюструє зворотний зв'язок Б'єркнеса. Додатний знак на стрілці означає, що збільшення значення однієї змінної, розташованої зліва від стрілки, зумовлює збільшення змінної, розташованої справа від неї. Додатний знак у колі указує на те, що повний зворотний зв'язок є додатним.

Джерело: Goosse H. et al. (2009)

У періоди, коли значення SOI малі, осереднений градієнт між східною та західною областями Тихого океану зменшується, що веде до ослаблення східних вітрів. Тому тривалі від'ємні значення SOI пов'язуються із зменшенням апвелінгу і ослабленням направлених на захід океанських течій. У свою чергу, цей ефект генерує зменшення східно-західного нахилу термокліну і веде до аномально високої температури поверхневого шару океану в східній екваторіальній області Тихого океану (див. рис. 5.2 і 5.4). Локальні аномалії температури можуть досягати 5 °C. Спочатку термін «Ель-Ніньо» використовувався для позначення потепління біля узбережжя Перу, але зараз цим терміном позначаються всі зміни, які відбуваються в Тихому океані у випадку, коли спостерігається висока температура поверхні у східній частині Тихого океану. Протилежний ефект, коли у східній частині Тихого океану спостерігаються більш низькі температури поверхневого шару, відбувається збільшення нахилу океанського термокліну і теплі поверхневі води відтягуються у західну частину Тихого океану, має назву «*ефект Ла-Ніньо*».

Завдяки тісній взаємодії між змінами в океані та в атмосфері феномен Ель-Ніньо тісно пов'язаний з ефектом Південного коливання (рис. 5.4). Це зумовило вживання терміна ENSO (*Ель-Ніньо — Південне коливання*) для позначення всього природного процесу. Дійсно, через зворотний зв'язок Б'єркнеса зменшення зонального градієнта температури поверхневого шару океану, спричиненого, наприклад, зменшенням нахилу термокліну, веде до зменшення поверхневих зональних вітрових напруг, які, у свою чергу, посилюють початкове збурення. Таким чином, аномалії будуть зростати, поки їх не пересилить від'ємні зворотні зв'язки, переважно

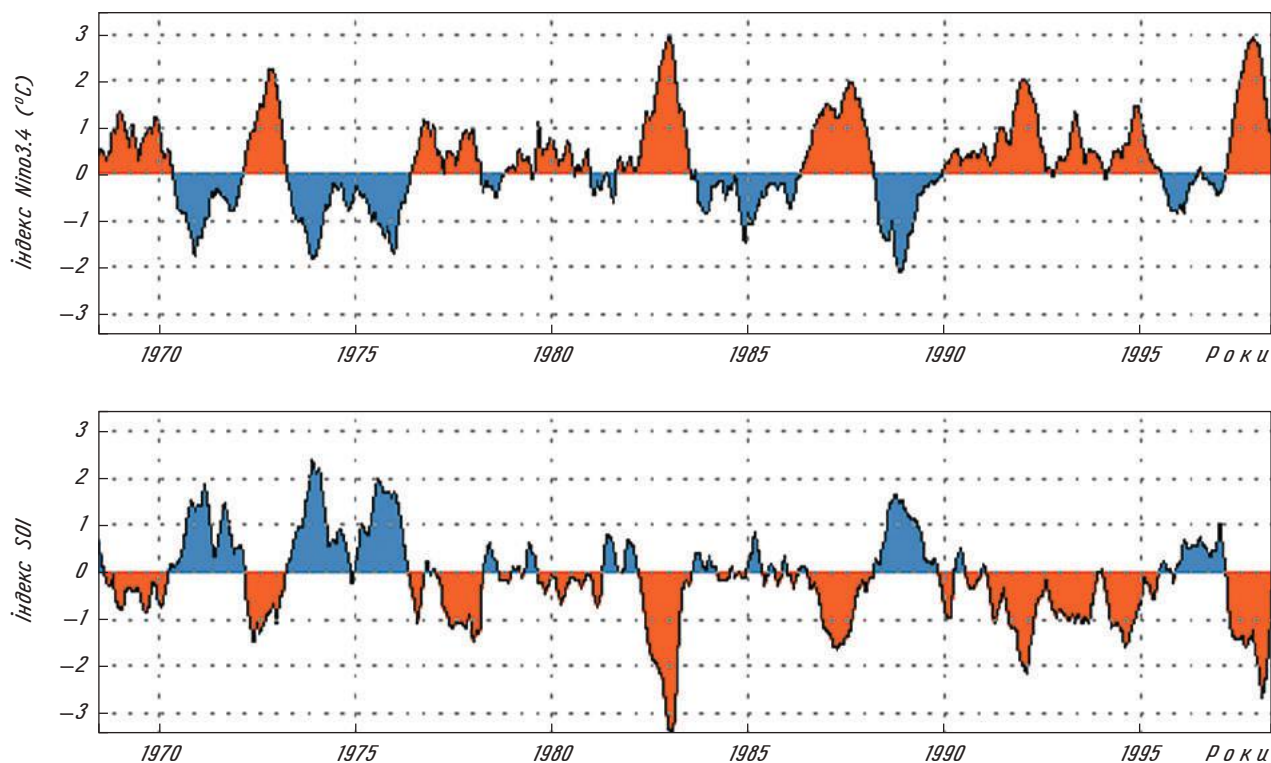


Рис. 5.4. Часові ряди температури поверхні океану (верхній рис.), осереднені по області з координатами  $5^{\circ}$  півн. ш. —  $5^{\circ}$  півд. ш. та  $170^{\circ}$  сх. д. —  $120^{\circ}$  зах. д. (т. зв. індекс Niño3.4) у східній екваторіальній частині Тихого океану та ковзної середньої (для виключення коливання з періодами менше ніж декілька місяців) індексу SOI (нижній рис.). Від'ємні значення SOI і додатні аномалії температури відповідають умовам Ель-Ніньо (напр., роки 1982/83 і 1997/98), тоді як додатний індекс SOI і від'ємна аномалія температури у східній екваторіальній частині Тихого океану типова для періодів Ла-Ніньо (напр., роки 1988/89, 1995/96). Джерело: [http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis\\_monitoring/ensocycle/soi.shtml](http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensocycle/soi.shtml)

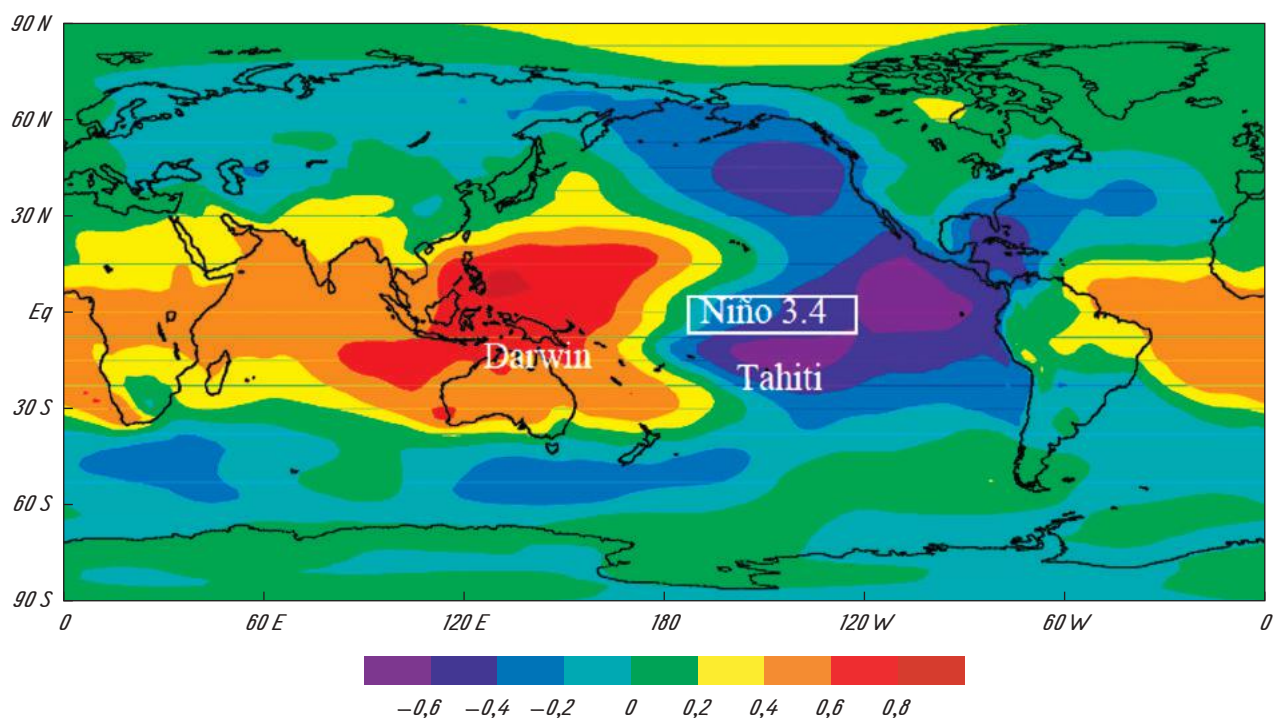


Рис. 5.5. Значення коефіцієнта кореляції між температурою поверхні моря у східній частині тропічного Тихого океану (Індекс Niño3.4) та атмосферним тиском на рівні моря в січні. Джерело: [http://climexp.knmi.nl/\(Oldenburg et al., 2004\)](http://climexp.knmi.nl/(Oldenburg et al., 2004)) з використанням даних NCEP-NCAR реаналізу. На рис. вказані приблизні розташування станцій Таїті та Дарвін, спостереження яких використовуються для визначення SOI та Індексу Niño3.4

пов'язані з океанськими процесами (зокрема, пристосуванням глибини термокліну). Ці від'ємні зворотні зв'язки характеризуються затримкою відгуку на початкове збурення у порівнянні із додатним зв'язком між SST і вітровою напругою, що зумовлює розвиток нерегулярного коливання, наведеного на рис. 5.4.

Окрім впливу на вітрові напруги аномалії SST, пов'язані з ефектом ENSO в Тихому океані, призводять до зміщення на схід атмосферної конвекції (рис. 5.2), що спричиняє збільшення опадів в центральному регіоні Тихого океану і посушливі умови в Індонезії та Північній Австралії. Ефект ENSO також пов'язують зі збуреннями за межами тропічної частини Тихого океану, оскільки цей процес генерує аномалії атмосферної циркуляції практично по всій Земній кулі (рис. 5.5). Наприклад, в роки з Ель-Ніньо в Мозамбіку спостерігаються набагато більш сухі та теплі умови, тоді як на заході США погодні умови характеризуються збільшенням опадів. Через ці глобальні взаємозв'язки, ймовірно, ENSO є внутрішньою модою кліматичної мінливості, яка має найбільший вплив на людську діяльність. Саме тому дослідження, спрямовані на розробку прогнозу розвитку цього феномена хоча б на декілька місяців наперед, зараз інтенсивно розвиваються у всьому світі, незважаючи на деякі песимістичні результати (див. наприклад, Cobb K. M. et.al, 2013).

### 5.2.2. Північно-атлантичне коливання

Великомасштабна атмосферна циркуляція у Північній Атлантиці на середніх широтах характеризується західними потоками, які залежать від різниці атмосферного тиску на рівні

моря між областю високого тиску над Азорськими островами та областю Ісландського мінімуму (див. рис. 1.5). Як вже було доведено в п. 5.2.1 у циркуляції Уолкера, існують нерегулярні варіації в інтенсивності і розташуванні максимумів цих західних потоків. Цей ефект, відомий як *Північно-атлантичне коливання* (NAO), пов'язаний з коливаннями різниці атмосферного тиску між північними та південними районами північної частини Атлантичного океану (рис. 5.6). Інтенсивність цієї моди кліматичної мінливості вимірюється нормалізованою різницею атмосферного тиску на рівні моря (SLP) між метеорологічними станціями на Азорських островах і в Ісландії:

$$NAO_{\text{індекс}} = \frac{SLP'_{\text{Азори}}}{\sigma_{\text{Азори}}} - \frac{SLP'_{\text{Ісландія}}}{\sigma_{\text{Ісландія}}}, \quad (5.2)$$

де  $SLP'_{\text{Азори}}$ ,  $SLP'_{\text{Ісландія}}$  — аномалії SLP на станціях на Азорських островах і в Ісландії; а  $\sigma_{\text{Азори}}$  і  $\sigma_{\text{Ісландія}}$  — середні квадратичні відхилення цих аномалій. Через доступність більш довгих часових рядів значення на станції на Азорських островах іноді замінюється значеннями на метеорологічній станції в Португалії. Коли індекс NAO значний, західні атмосферні потоки більш інтенсивні, ніж у середньому, тоді як при від'ємному індексі NAO вони слабкіші, ніж у середньому.

Ефект NAO може спостерігатися у всіх сезонах, але взимку, коли атмосфера більш активна, його амплітуда більше. Якщо взимку індекс NAO додатний, сильні західні вітри переносять тепле і вологе океанічне повітря до Європи. Це спричиняє потепління і збільшення опадів у середніх і високих широтах в Європі, а також у значній частині північної Азії, Гренландському і Баренцовому морях (рис. 5.7). У Баренцовому морі це

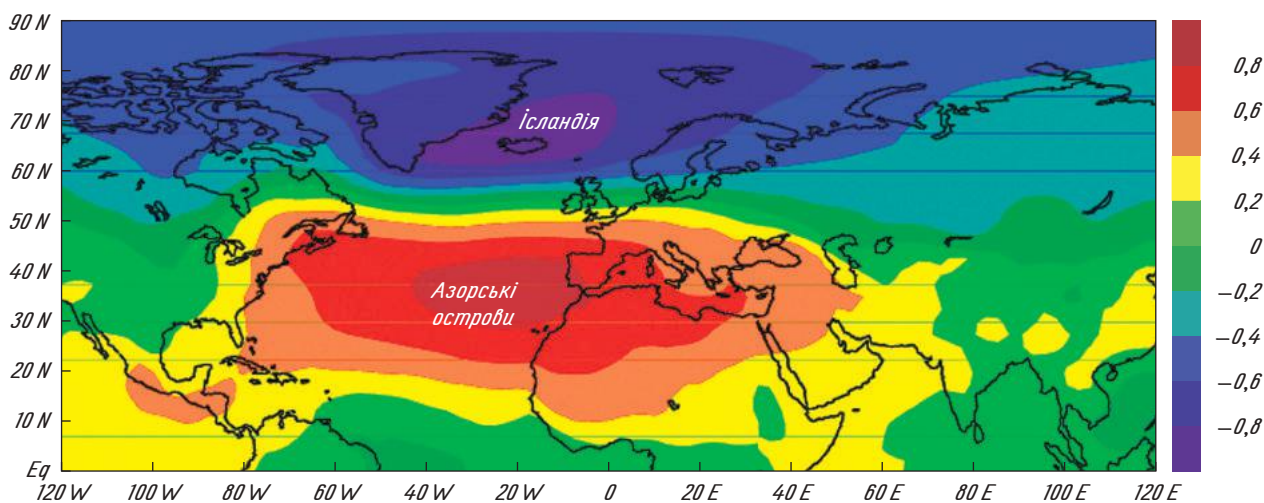


Рис. 5.6. Значення коефіцієнта кореляції між зимовими значеннями індексу NAO та зимовими SLP (осередненими за сезон грудень — лютий). На рис. вказані розташування станцій в Ісландії та на Азорських островах, спостереження яких використовуються для визначення індексу NAO. Джерело: <http://climexp.knmi.nl/> (Oldenburg et al., 2004) з використанням даних NCEP—NCAR реаналізу

потепління є також причиною зменшення площі морського льоду.

Навпаки, аномальна циркуляція при великих значеннях індексу NAO приносить холодне повітря до Лабрадорського моря, що генерує там охолодження (рис. 5.8) і зростання площі морського льоду. Далі на південь більш інтенсивний потік навколо субтропічної області високого тиску призводить до зниження температури над Туреччиною і Північною Африкою і до потепління на сході США.

З додатними значеннями індексу NAO над Атлантичним океаном пов'язаний т. зв. «триполюсний» ефект: позитивна аномалія температури спостерігається навколо 30°—40° півн. ш., а на північ і на південь від цього широтного кола — від'ємна аномалія (рис. 5.8). Здається, домінуючою причиною цієї картини є ефекти взаємодії між атмосферою і океаном. Дійсно, SST зменшується в областях з великими швидкостями вітру, які призводять до збільшення швидкостей випаровування і переносу тепла від океану до атмосфери.

У протилежність до ENSO, який є зв'язаною модою океану та атмосфери, ефект NAO, здається, є переважно внутрішньою модою мінливості атмосфери. Він проявляється у багатьох атмосферних моделях незалежно від того, чи враховують вони океан чи ні. Механізми, що управляють його існуванням, пов'язані із взаємодіями між середньою і швидкоплинною циркуляцією (зокрема, швидкоплинні циклони і антициклони). Проте на його амплітуду можуть також впливати, наприклад, зміни температури поверхні океану і зовнішній форсинг (див. п. 5.5).

Хоча феномен NAO важливий сам по собі, його іноді розглядають як регіональний прояв процесу більшого масштабу — коливання атмосферного тиску між субтропічними областями і високими широтами. Оскільки ця квазіпівсферична мода має високий ступінь зональної симетрії, її називають *Північна кільцева мода* (NAM, а також іноді — *Арктичне коливання*). Подібно до NAO (з яким вона дуже добре корелюється), NAM пов'язана із змінами інтенсивності західних потоків у середніх широтах.

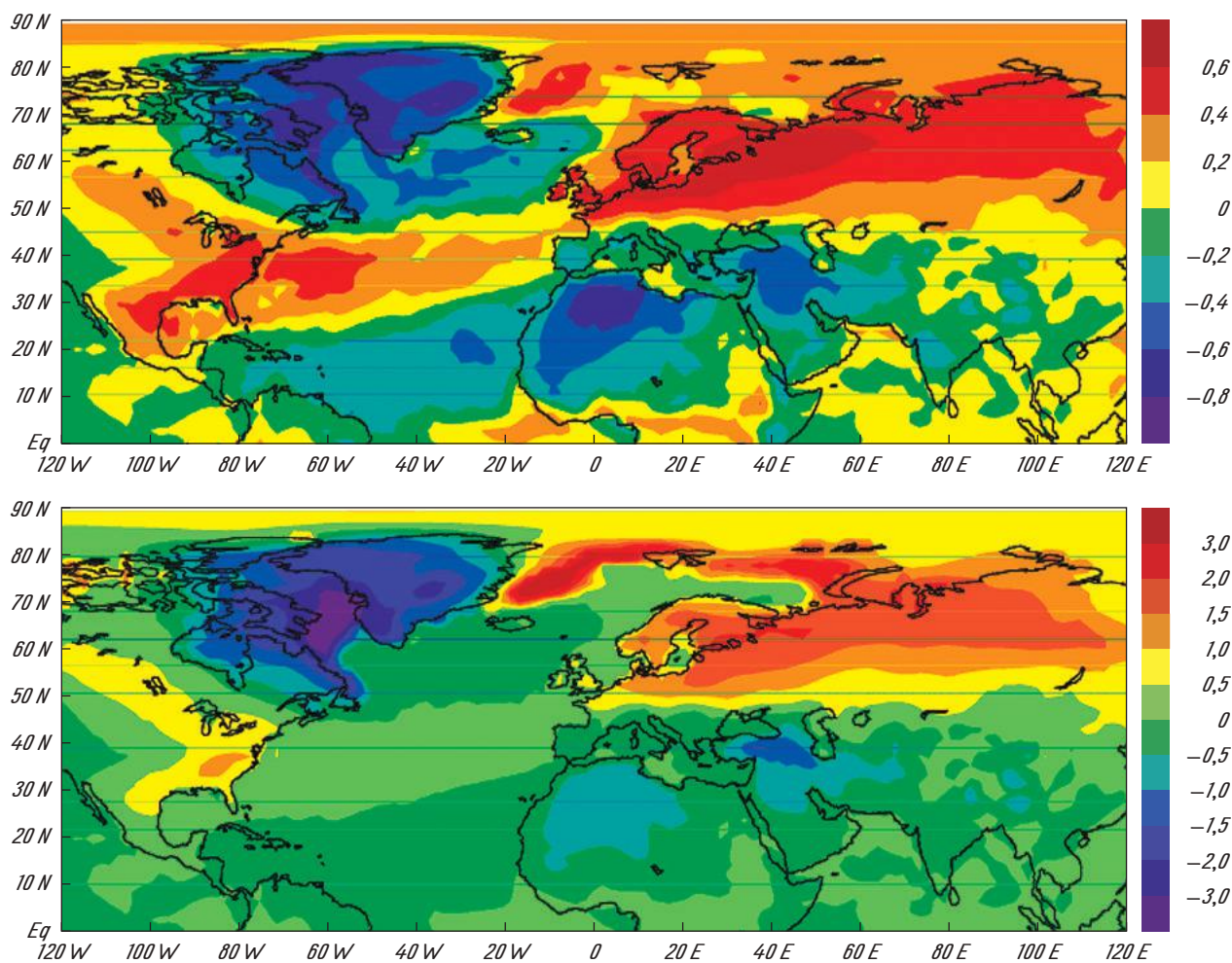
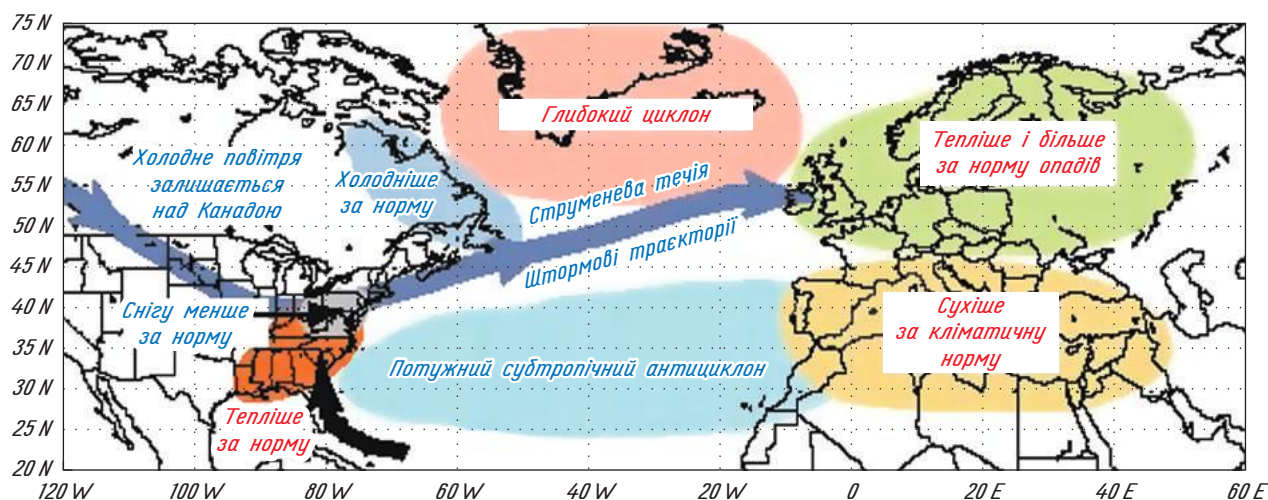


Рис. 5.7. Значення коефіцієнта кореляції (верхній рис.) і регресії в °C (нижній рис.) між зимовим індексом NAO і зимовою приземною температурою повітря (осередненими за сезон грудень — лютий). Джерело: <http://climexp.knmi.nl> (Oldenburg et al., 2004) з використанням даних NCEP—NCAR реаналізу

Метеорологічні умови у зимовий період при додатній фазі Північно-атлантичного коливання



Метеорологічні умови у зимовий період при від'ємній фазі Північно-атлантичного коливання

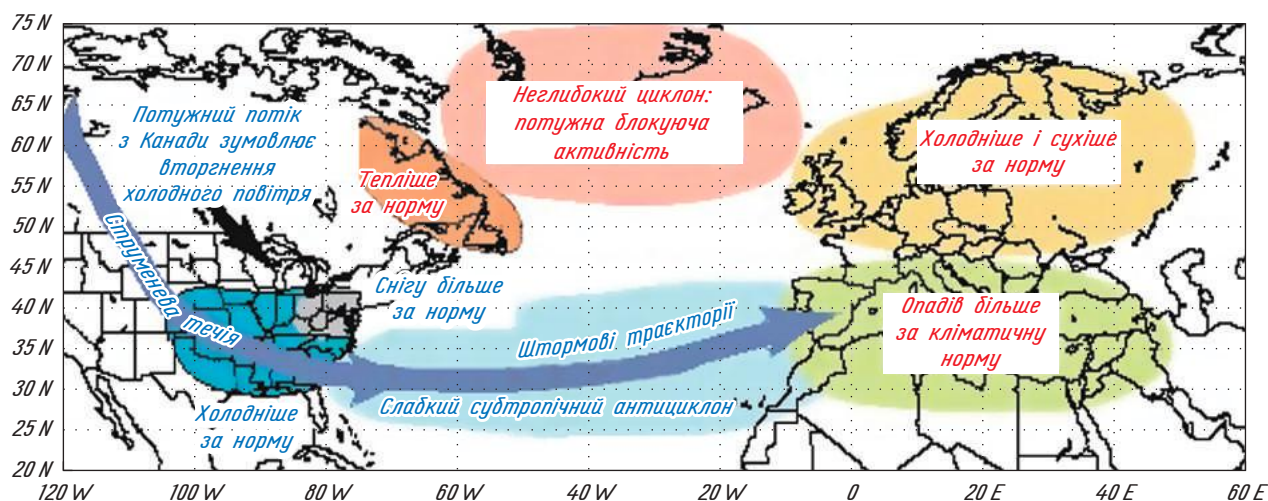


Рис. 5.8. Схема, що ілюструє регіональний кліматичний вплив додатної та від'ємної фаз NAO у зимовий період. Джерело: <http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/ctl/clisci100.html>

### 5.2.3. Південна кільцева мода

Еквівалентом NAM в Південній півкулі є Південна кільцева мода (SAM). Запропоновані різні визначення SAM: за одним з найбільш зручних — це нормалізована різниця зонально осередненого атмосферного тиску на рівні моря між  $40^\circ$  півд. ш. і  $65^\circ$  півд. ш. Як й очікувалось, картина тиску на рівні моря, пов'язана з SAM, є квазікільцевою з великою аномалією низького тиску з центром на Південному полюсі і кільцем аномалій високого тиску в середніх широтах (рис. 5.9). З геострофічного наближення випливає, що це призводить до появи важливої зональної вітрової аномалії в широкому колі навколо  $55^\circ$  півд. ш. з посиленням західних вітрів при підвищенні значення індексу SAM.

За рахунок зсуву на південь траєкторій штормових циклонів високі значення індексу SAM

пов'язані з аномально посушливими умовами в південних районах Південної Америки, у Новій Зеландії та у Тасманії і в той же час аномально вологими умовами у більшій частині Австралії та в Південній Африці. Більш сильні західні вітри у Південному океані також збільшують ізоляцію Антарктиди. В результаті зменшується теплообмін між тропіками і полюсом, що веде до охолодження Антарктиди і навколишніх морів. Проте Антарктичний півострів нагрівається за рахунок аномалії західного вітру, що приносить морське повітря на півострів (рис. 5.10). Дійсно, океан, який оточує Антарктичний півострів, звичайно завжди тепліший, ніж безпосередньо півострів, і тому більш сильні західні вітри забезпечують більший перенос тепла на півострів. Над океаном більш інтенсивні західні вітри генерують сильніші східні океанські течії. До того ж дивергенція поверхневих океанічних течій навколо

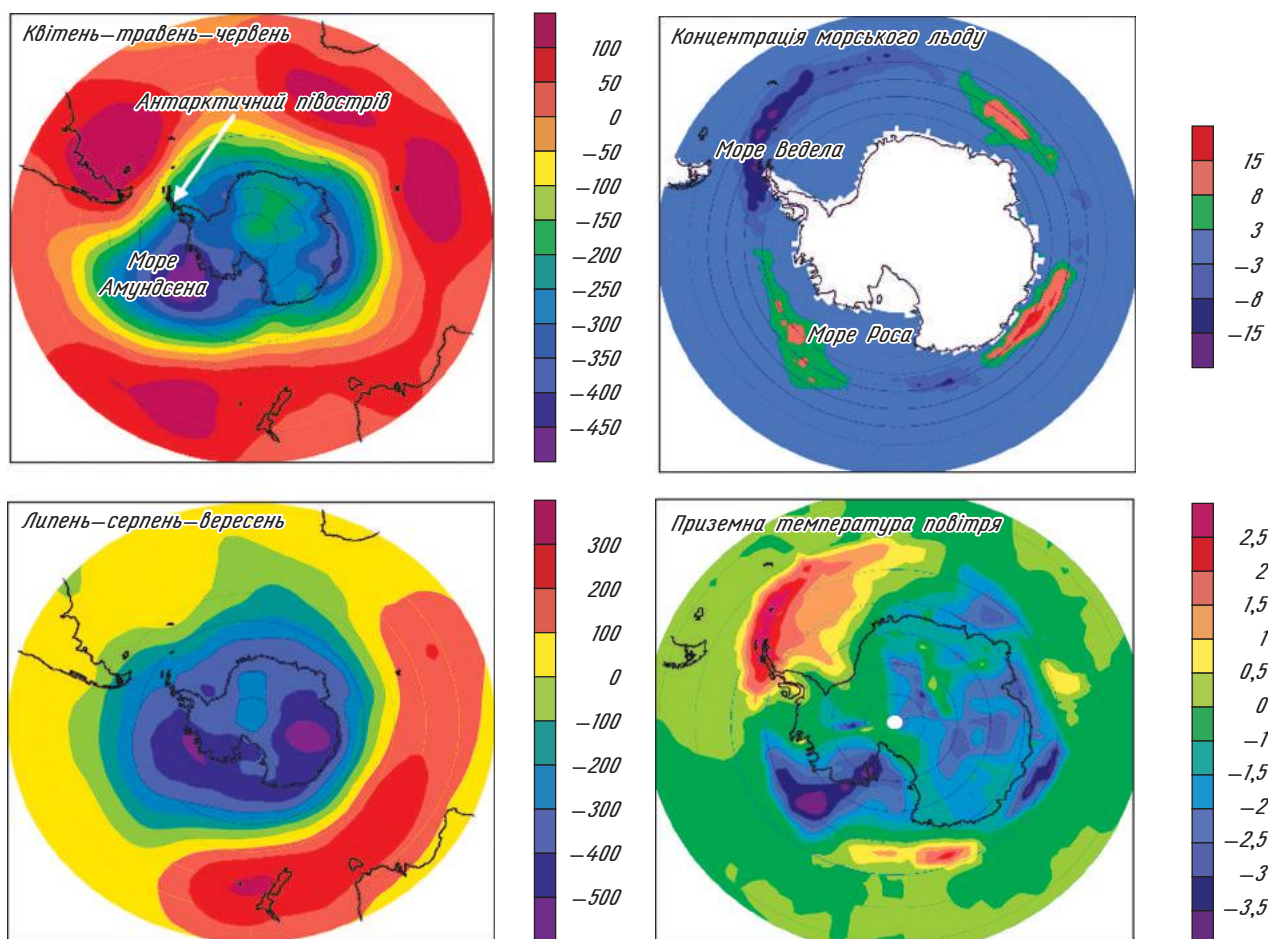


Рис. 5.9. Регресія між атмосферним поверхневим тиском (Pa) та індексом SAM для періоду 1980—1999 рр. для середніх величин в квітні, травні та червні (верхній рис.) і в липні, серпні та вересні (нижній рис.). Дані NCEP—NCAR реаналізу (Kalnay et al., 1996)

Рис. 5.10. Регресія між концентрацією морського льоду у % (верхній рис.) (дані з Rayner et al., 2003), а також між поверхнею температурою повітря в °C (нижній рис.) та індексом SAM для середніх за липень, серпень та вересень протягом 1980—1999 рр. (Kalnay et al., 1996)

60° півд. ш. підсилюється за рахунок більшого зсувного переносу Екмана, зумовленого вітровими напруженнями. Результатом цих процесів є посилення океанського апвелінгу в цьому районі. Більшість ефектів SAM можна пояснити його кільцевою формою і відповідними змінами у зональних вітрах. Проте порушення цієї кільцевої структури мають значні наслідки для морської криги, оскільки вони пов'язані з меридіональними обмінами і тому з великими потоками тепла. Зокрема, в роки, коли спостерігаються високі значення індексу SAM, в морі Амундсена звичайно утворюється аномалія низького тиску (рис. 5.8). Вона генерує аномалії південного вітру в морі Роса (Тихоокеанський сектор Південного океану), що зумовлює зниження температури в цьому районі та збільшення площі морського льоду (див. рис. 5.10). З іншого боку, завдяки посиленню північних вітрів область навколо Антарктичного півострова стає теплішою і концентрація льоду зменшується.

### 5.3. ІСТОРІЯ КЛІМАТУ, ПОЧИНАЮЧИ З ЧАСУ ФОРМУВАННЯ ЗЕМЛІ

#### 5.3.1. Докембрійський клімат

При вивченні клімату Землі протягом перших мільярдів років його історії нам доведеться залежати від непрямих кліматичних оцінок. Наприклад, наявність льодяних осадів впродовж деякого періоду вказує на процес льодоутворення, як мінімум, на регіональному масштабі. Для формування різних скельних типів потрібні певні кліматичні умови, що забезпечує додаткові індикатори минулих змін клімату. Проте для цього історичного періоду існує найбільша невизначеність, існуючі реконструкції клімату, які мають у кращому випадку якісний характер, регулярно змінюються в міру надходження нової наукової інформації.

Тому клімат ранніх періодів існування Землі має особливу невизначеність. Звичайно, що саме поняття «клімат» виникло по мірі формування земної атмосфери в процесі дегазації планети. Приблизно 4,6 мільярда років тому, коли Земля була тільки сформована, сонячне випромінювання було приблизно на 30 % нижче, ніж в наш час. Якщо кліматоутворювальні умови (альbedo, склад атмосфери, відстань між Землею і Сонцем і т. д.) в той час були такими ж, як вони є зараз, прості розрахунки з використанням моделей, описаних в п. 2.1.2, приводять до осередненої приземної температури на 30°C нижчої, ніж сьогодні. Протягом перших 700—800 мільйонів років існування Землі безупинне бомбардування астероїдами і метеоритами звичайно спричиняло потепління того клімату. Проте і в таких умовах Земля повинна була бути замерзлою протягом великої частини її історії. Але цей очевидний висновок суперечить геологічним свідченням щодо існування рідкого океану, як мінімум, 4 мільярди років тому. Ця очевидна суперечність має назву «парадокс раннього тьмяного Сонця».

Найбільш вірогідним розв'язком цього парадоксу є припущення, що, очевидно, на ранніх етапах життя Землі був значно сильніший парниковий ефект. Тобто земна атмосфера була зовсім іншою — із значно вищою концентрацією CO<sub>2</sub> (ймовірно, вона досягала більш ніж 10 % від загального складу атмосферного повітря, тобто була майже у 100 разів більшою від сучасного значення) і практично повністю відсутнім киснем. У цьому випадку, при відсутності кисню, метан не міг окислюватися, як це відбувається у сучасних умовах (див. рівняння (2.37)), і тому його концентрація була набагато вищою, ніж сьогодні. Ймовірно, що метан був домінуючим парниковим газом у той час. Надходження вуглекислого газу та метану у значних об'ємах в атмосферу у той час пов'язують з активною вулканічною діяльністю ранньої Землі.

З часом газовий склад атмосфери змінився — від первинного вуглецево-азотно-метанового до азотно-кисневого, що стало наслідком біогеохімічної діяльності живих організмів, зокрема кисень вивільнявся в процесі фотосинтезу. При появі в атмосфері кисень витрачався на окислення мінералів, що були у контакті з атмосферою. Згодом він почав накопичуватися в атмосфері, що привело через 2,2—2,4 мільярда років до значного зростання концентрації кисню у атмосфері, а також до утворення озонового шару в стратосфері. Завдяки високим концентраціям кисню набагато ефективнішим став процес окислення метану і тому його концентрація значно зменшилася. Таким чином можна припустити, що саме концентрація кисню в атмосфері регулювала процес зледеніння, тому що зменшення концентрації метану, ймовірно, було причиною охолодження Землі. Але поки що недостатньо

достовірних свідчень, які б підтвердили цю гіпотезу.

Протягом Докембрія (рис. 5.11) відбувалося декілька великих коливань клімату. Одним з найкраще задокументованих є зледеніння, що відбувалося приблизно 600—750 мільйонів років тому. Воно було, ймовірно, настільки сильним, що планета Земля, можливо, була повністю покрита льодом протягом частини цього льодового періоду. У той час всі континенти групувалися біля Південного полюса (рис. 5.12). Можливо, саме це спричинило суттєве охолодження континентів, ймовірно, в той час, коли параметри орбіти сприяли зростанню льодяних щитів (див. п. 5.4). Після цього початкового охолодження в дію вступив зворотний зв'язок, пов'язаний з альbedo снігу/льоду (див. п. 4.2.3), який був достатньо сильним для того, щоб генерувати додаткове зменшення температури. За рахунок цього процесу льодовикові щити просували-

Еон	Ера	Період	Епоха	Млн років до нашого часу
Фанерозой	Кайнозой	Четвертинний	Голоцен	0,01
			Плейстоцен	1,8
		Третинний	Пліоцен	5,3
			Міоцен	23
			Олігоцен	34
			Еоцен	56
			Палеоцен	65
	Мезозой	Крейда		145
		Юра		199
		Тріас		251
	Палеозой	Перм		299
		Карбон		359
		Девон		416
		Силур		443
		Ордовик		488
		Кембрій		542
Докембрій	Протерозой			2500
	Архей			4600

Рис. 5.11. Спрощена геологічна шкала часу існування Землі. Для наочності використано надзвичайно нелінійний масштаб часу. Джерело: <https://engineering.purdue.edu/Stratigraphy/charts/chart.html>

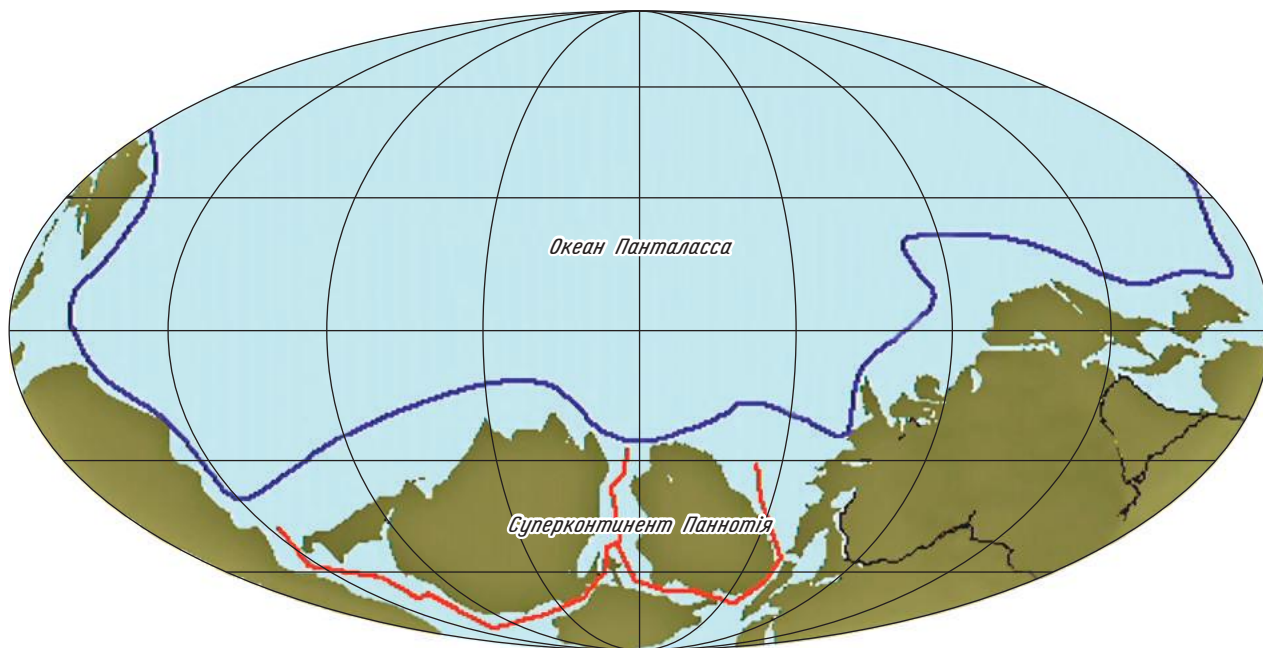


Рис. 5.12. Ймовірна конфігурація суші приблизно 600 мільйонів років до нашого часу. Джерело: [http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/global\\_history.html](http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/global_history.html)

ся до екватора і кінець кінцем, вірогідно, покрили всю Землю.

Ця гіпотеза «Землі у вигляді сніжку» все ще дискутується, оскільки доведено, що така конфігурація має бути станом стійкої рівноваги кліматичної системи і тому Земля повинна була залишитися постійно замерзлою. Проте також практично не дискутується, що протягом кліматичної фази «сніжку» за рахунок вулканічної діяльності подовжувалися викиди  $\text{CO}_2$  в атмосферу. Через те, що Земля була повністю покрита льодом, ці викиди не могли компенсуватися будь-яким атмосферним руйнуванням скельних порід, тому концентрація  $\text{CO}_2$  в атмосфері повинна була значно зрости. До того ж вулканічна зола і пил, що надходили в атмосферу в результаті вивержень, потім випадали на льодяну поверхню, при цьому атмосфера мала бути дуже сухою з мінімальною кількістю опадів. Ці процеси мали привести до зміни альбедо льодяного покриву і, можливо, кінець кінцем разом з парниковим ефектом зумовили танення льоду, спочатку в тропіках, і звільнення від льодяного покриву Землі завдяки зворотному зв'язку, пов'язаному з альбедо снігу/льоду. В кінці цього кліматичного коливання, після звільнення від льодяного покриву, оскільки концентрація  $\text{CO}_2$  була все ще дуже висока, а пристосування вуглецевого циклу до таких збурень відбувається дуже повільно, кліматична фаза «Землі у вигляді сніжку», можливо, змінилася фазою дуже теплого клімату.

### 5.3.2. Клімат Фанерозою

На часових масштабах мільйонів років глобальний вуглецевий цикл переважно залежить від обмінів вуглецем між скельними породами і поверхневими резервуарами (океан, атмосфера, біосфера — див. п. 2.3.4). Оскільки цей довготривалий вуглецевий цикл визначає концентрацію вуглекислого газу ( $\text{CO}_2$ ) в атмосфері, часові зміни його концентрації в найбільш спрощеному варіанті можна представити як

$$\frac{d[\text{CO}_2]}{dt} = \text{Volc}(t) - (\text{Weath}(t) + \text{Org}(t)). \quad (5.3)$$

Перший член у правій частині цього рівняння (Volc) описує викиди  $\text{CO}_2$ , пов'язані з метаморфізмом у процесі субдукції та вивержень вулканів. Другий член (Weath) представляє сумісний вплив процесів атмосферного руйнування (вивітрювання) силікатних скельних порід і осадження карбонату кальцію в океані, які виводять вуглець з атмосфери і океану. Останній член (Org) пов'язаний з тривалим захороненням органічної речовини. Дисбаланс між цими трьома складовими зумовлював зміни концентрації  $\text{CO}_2$  в атмосфері та відповідно клімату протягом мільярдів років. На жаль, інформація про процеси, представлені у рівнянні (5.3), є недостатньо точною для проведення оцінок в Докембрії, але в Фанерозої (останні 542 мільйони років) ситуація дещо краща.

По-перше, відомо, що при інтенсивній тектонічній діяльності високі швидкості формування океанської кори в середньоокеанічних хребтах приводили до відповідного підйому океанського дна, тому рівень океанів досить швидко піднімався. Це призводило до затоплення прибережних низько розташованих частин континентів. Оскільки така висока тектонічна діяльність була пов'язана з великими швидкостями субдукції та частішими/сильнішими виверженнями вулканів, резонно припустити, що реконструкція минулих рівнів океану може використовуватися як непрямий метод вивчення еволюції інтенсивності викидів  $\text{CO}_2$ .

По-друге, інтенсивність захоронення органічної речовини можна оцінити, аналізуючи ізотопний склад вуглецю, що знаходиться у морській воді. З двох існуючих у природі ізотопів вуглецю ( $^{12}\text{C}$  і  $^{13}\text{C}$ ) при фотосинтезі переважно використовується ізотоп вуглецю  $^{12}\text{C}$ . Це означає, що органічна речовина має нижчий вміст  $^{13}\text{C}$ , ніж атмосфера або океан. Звичайно ізотопний склад вимірюється значенням величини  $\delta^{13}\text{C}$ , яке є співвідношенням ізотопів  $^{13}\text{C}$  і  $^{12}\text{C}$  у зразку, що вивчається, у порівнянні з встановленим стандартом

$$\delta^{13}\text{C} = \left[ \frac{\left( \frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{зразок}}}{\left( \frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{стандарт}}} - 1 \right] \times 1000. \quad (5.4)$$

Значення величини  $\delta^{13}\text{C}$  в минулі часи в океані, які пов'язані зі значеннями  $\delta^{13}\text{C}$  в атмосфері в ті ж періоди, зафіксовані в осаді карбонатів на дні океану, і тому зараз їх можна розрахувати по зразках осадів. Цей метод надає можливість оцінити швидкість захоронення органічної речовини: більш інтенсивний перехід органіки в осад приводить до зменшення відносної кількості ізотопу  $^{12}\text{C}$ , тобто значення  $\delta^{13}\text{C}$  зростає. Базуючись на таких розрахунках, визначено, що захоронення органіки було особливо інтенсивним приблизно 300 мільйонів років до нашого часу — при переході від Карбону до Пермського періоду (див. рис. 5.11). Цей проміжок часу характеризується відносно великою продукцією скам'янілих органічних порід і відносно низькою концентрацією  $\text{CO}_2$  в атмосфері.

Використовуючи інформацію, наведену вище, і оцінки швидкості атмосферного руйнування, що базуються на стані різних видів скельних порід, можливо побудувати моделі довгострокового вуглецевого кругообігу. Ці моделі можуть бути дуже складні, оскільки вони мають оцінити вплив багатьох процесів. Моделі можуть також включати, на додаток до вуглецевого циклу, кругообіги інших газових складових, наприклад, кисню або сірки. Проте деякі з гіпотез, які в них використовуються, є дискусійними, а самі моделі все ще мають великий ступінь невизначеності. Наприклад, рис. 5.13 ілюструє вплив змін концентрації  $\text{CO}_2$  на кліматичну чутливість в одній

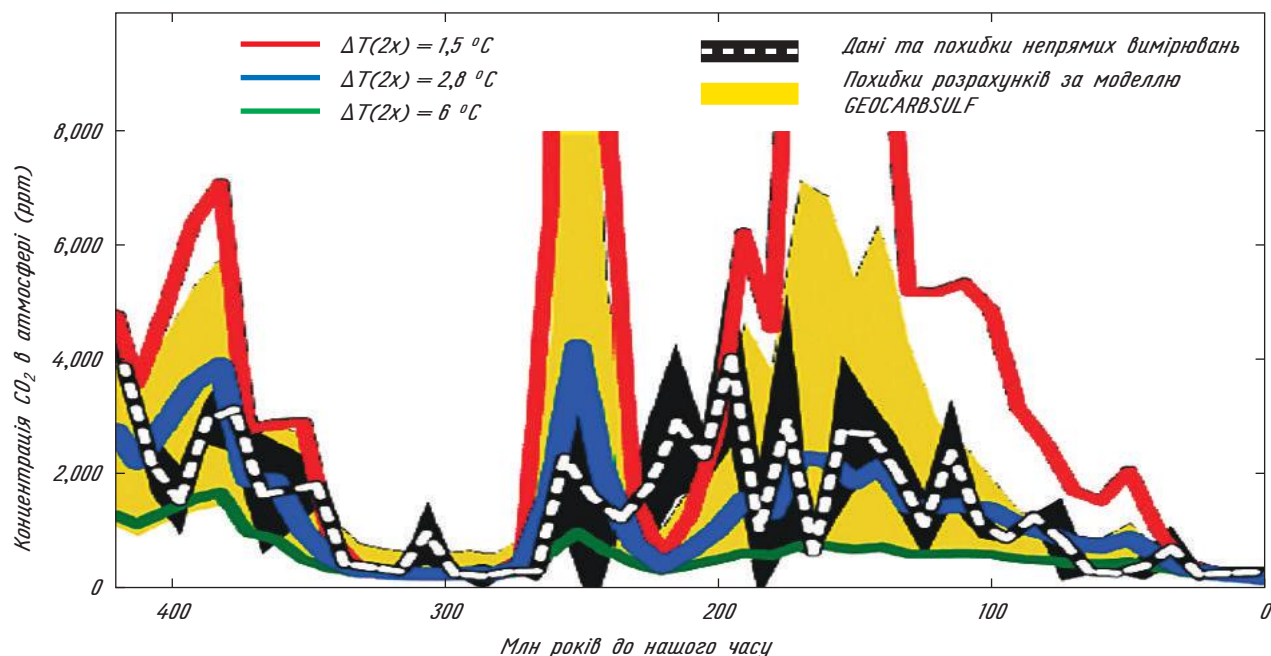


Рис. 5.13. Порівняння концентрації  $\text{CO}_2$  за розрахунками моделі GEOCARBSULF при різних рівнях чутливості клімату (позначені на рисунку через  $\Delta T(2x)$ ) з незалежними даними непрямих досліджень рівнів  $\text{CO}_2$ . Всі дані нанесені з кроком в часі, що становить 10 мільйонів років. Чорним кольором позначений діапазон похибок непрямих даних, тобто середні квадратичні відхилення даних на кожному часовому кроці. Жовтим кольором позначені діапазони похибки GEOCARBSULF, які розраховані за допомогою об'єднаного аналізу чутливості чотирьох різних чинників, що використані в моделі. Джерело: Royer et al. (2007)

з таких моделей. Чутливість клімату впливає на стабілізуючий зворотний зв'язок між зростанням температури за рахунок підвищення концентрації  $\text{CO}_2$  та інтенсивністю атмосферного руйнування, який веде до зниження кількості  $\text{CO}_2$  в атмосфері (див. п. 4.3.2). При низькій чутливості клімату цей зворотний зв'язок слабкий, оскільки концентрації  $\text{CO}_2$  в цьому випадку не дуже впливають на стан клімату. В результаті діапазон змін концентрації  $\text{CO}_2$  при низькій чутливості може бути великим. Навпаки, при високій чутливості клімату згаданий зворотний зв'язок є достатньо сильним і стримує амплітуду змін концентрації  $\text{CO}_2$ . Для моделі, наведеної на рис. 5.13, найкраще узгодження з реконструкціями концентрації  $\text{CO}_2$  в атмосфері, що базуються на різних непрямих даних, одержано для значень чутливості клімату близько  $3^\circ\text{C}$ . Це значення знаходиться приблизно посередині діапазону, який надають глобальні кліматичні моделі для сучасних умов (див. п. 4.1.3). Цей висновок свідчить про відносну стабільність кліматичної чутливості Землі протягом великих проміжків часу.

Відносно добре узгодження між модельною і реконструйованою концентраціями  $\text{CO}_2$  в атмосфері надає деяку впевненість у запропонованій інтерпретації домінуючого фактора, що впливає на довготривалий вуглецевий цикл.

Таким чином, саме швидкість утворення океанської кори за рахунок тектонічної діяльності при розривах суперконтинентів *Паннотія* (близько 550 мільйонів років тому — див. рис. 5.12) і *Пангея* (близько 200 мільйонів років тому) відігравала особливо важливу роль в істотних зростаннях концентрації  $\text{CO}_2$  в атмосфері. До того ж періоди з низькою концентрацією  $\text{CO}_2$  загалом добре корелюються, наприклад, з відомим зледенінням в Карбоні за 300 мільйонів років до нашого часу. Ці приклади надають деяку впевненість у правильності змодельованої та реконструйованої історії змін концентрації  $\text{CO}_2$ , а також й у довгострокових взаємозв'язках між  $\text{CO}_2$  і кліматом. Проте існуючий зв'язок між концентрацією  $\text{CO}_2$  і глобальною температурою не може сам по собі пояснити всі останні зміни клімату, зокрема в регіональному масштабі. При реконструкціях також необхідно враховувати інші чинники, наприклад, як вже відзначалося у п. 5.3.1, розташування континентів. Наприклад, коли всі континенти сходяться разом, їх внутрішні області стають все сушішими, що веде до виникнення та розповсюдження там спустелювання.

### 5.3.3. Кайнозойський клімат

За останні 65 мільйонів років концентрація  $\text{CO}_2$  поступово зменшилася від більш ніж

1000 ppm (або  $\text{млн}^{-1}$ ) у Палеоцені та на початку Еоцену до менш ніж 300  $\text{млн}^{-1}$  у Плейстоцені (див. рис. 5.11).

Це тривале зменшення було зумовлено частково зменшенням вулканічних викидів з кінця Еоцену, які були особливо великими протягом Палеоцену та Еоцену, і частково змінами швидкості атмосферного руйнування силікатних скельних порід.

Саме із зниженням концентрації  $\text{CO}_2$  пов'язане поступове зменшення температури атмосфери від теплих умов кліматичного оптимуму раннього Еоцену, який спостерігався у проміжку між 52 і 50 мільйонами років тому (рис. 5.14). Цей кліматичний зсув називають переходом від *парникового клімату до льодовикового клімату*, в якому в Антарктиді (початок приблизно 35 мільйонів років тому) і у Гренландії (початок приблизно 3 мільйонів років тому) з'являються та залишаються льодовикові щити.

Реконструкції клімату для цієї епохи часто ґрунтуються на аналізі ізотопного складу кисню в оболонці маленьких морських організмів, які звуться «форамініфера» (рис. 5.14). У своїй оболонці вони мають ізотопи кисню  $^{18}\text{O}$  та  $^{16}\text{O}$ , які при їх побудові надходять з морської води, та іони карбонату. Встановлено, що температура морської води суттєво впливає на розподіл ізотопів  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  в цій оболонці. Для деяких різновидів форамініфери взаємозв'язок між температурою та розподілом ізотопів добре відомий і вважається, що він не змінюється у часі. Отже, визначення ізотопного складу оболонок форамініфер, що залишаються в осаді на дні океану, надає можливість оцінити температури океану у минулому. Цей взаємозв'язок строго виконується тільки в умовах, коли морська вода вільна від криги, оскільки льодовикові щити формуються у високих широтах з атмосферних опадів, які відрізняються дуже низьким вмістом ізотопу  $^{18}\text{O}$ . Тому зростання льодовикових щитів пов'язується з глобальним зменшенням кількості доступного ізотопу  $^{18}\text{O}$  в інших резервуарах, зокрема в океані. Таким чином в присутності льодовикових щитів сигнал, записаний в оболонці форамініфер, стає залежним від суми впливів температури і об'єму накопиченого льоду.

Подібно до визначення ізотопу  $^{13}\text{C}$  (рівняння (5.4)), ізотопний сигнал у цьому випадку описується з допомогою значення співвідношення  $\delta^{18}\text{O}$

$$\delta^{18}\text{O} = \left[ \frac{\left( \frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{зразок}}}{\left( \frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{стандарт}}} - 1 \right] \times 1000. \quad (5.5)$$

Розташування континентів 60 мільйонів років тому (див. рис. 5.15) було дуже схожим з сучасним. Проте між Північною і Південною Америками було відносно велике відкрите море, тоді як

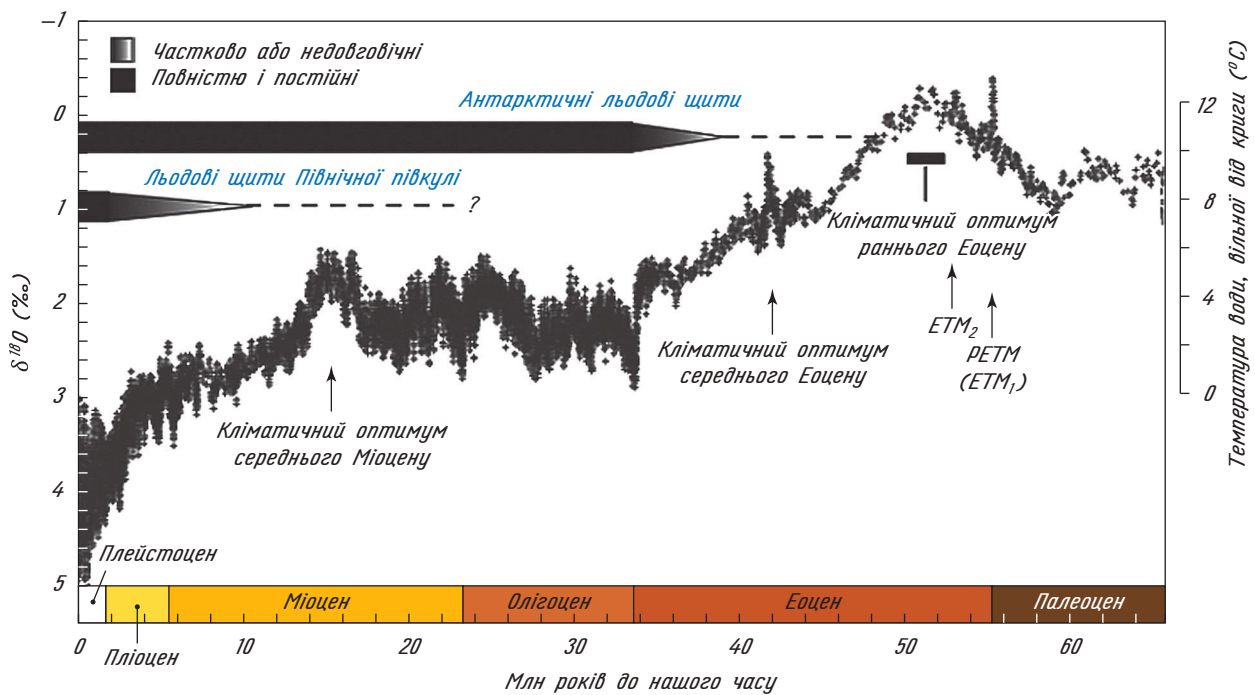


Рис. 5.14. Реконструкція глобального клімату за останні 65 мільйонів років, заснована на вимірах вмісту в глибинних шарах океану ізопауна  $^{18}\text{O}$  в оболонці придонної форамініфери. Масштаб температури на правій осі, що базується на вмісті ізопауна  $^{18}\text{O}$ , дійсний тільки для океану, вільного від морської криги. Таким чином ця шкала може застосовуватися тільки до часу, що передуює моменту великого зледеніння в Антарктиді (приблизно 35 мільйонів років тому, див. вкладку у верхньому лівому куті). Джерело: Zachos et al. (2008)

60 млн років до нашого часу. Палеоцен

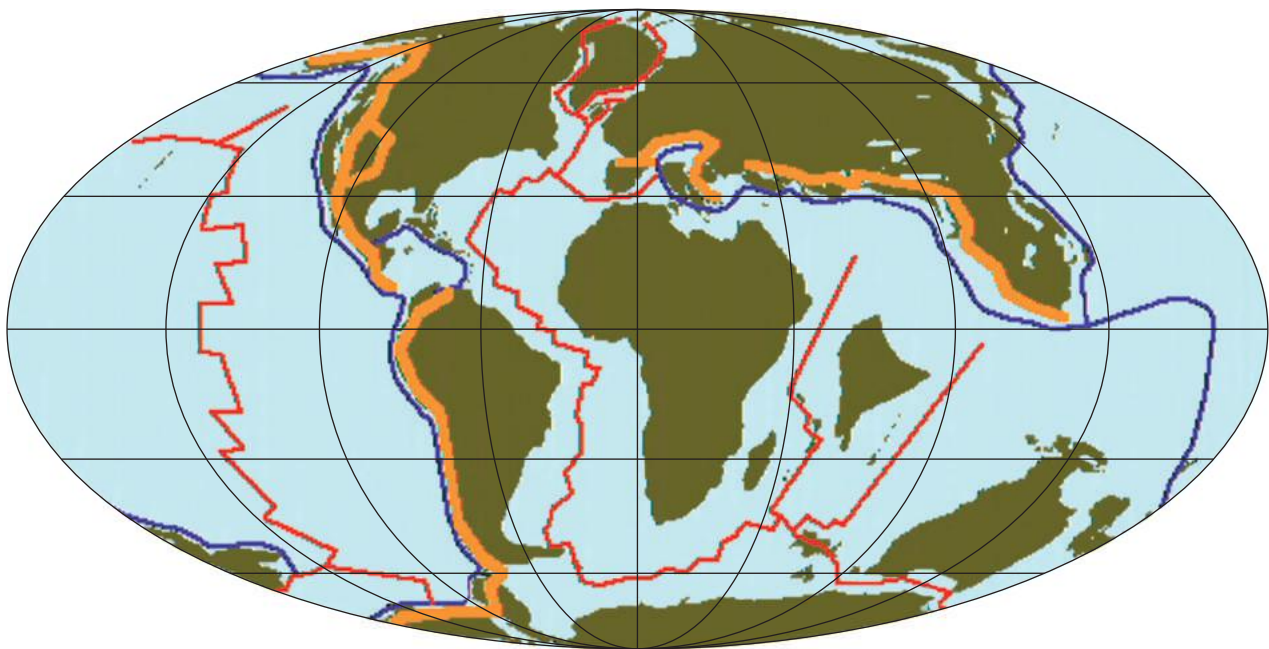


Рис. 5.15. Конфігурація земної суші приблизно 60 мільйонів років до нашого часу. Джерело: [http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/global\\_history.html](http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/global_history.html)

Південна Америка все ще була з'єднана з Антарктидою. Підйом Панамі і закриття морського шляху в районі Центральної Америки, ймовірно, змінили великомасштабні циркуляції в Атлантичному океані та, можливо, вплинули на зле-

деніння Гренландії. Ще більш важливим було відкриття, поглиблення та розширення протоки Дрейка (між Південною Америкою і Антарктидою) і Тасманського моря (між Австралією і Антарктидою), що привело до утворення інтен-

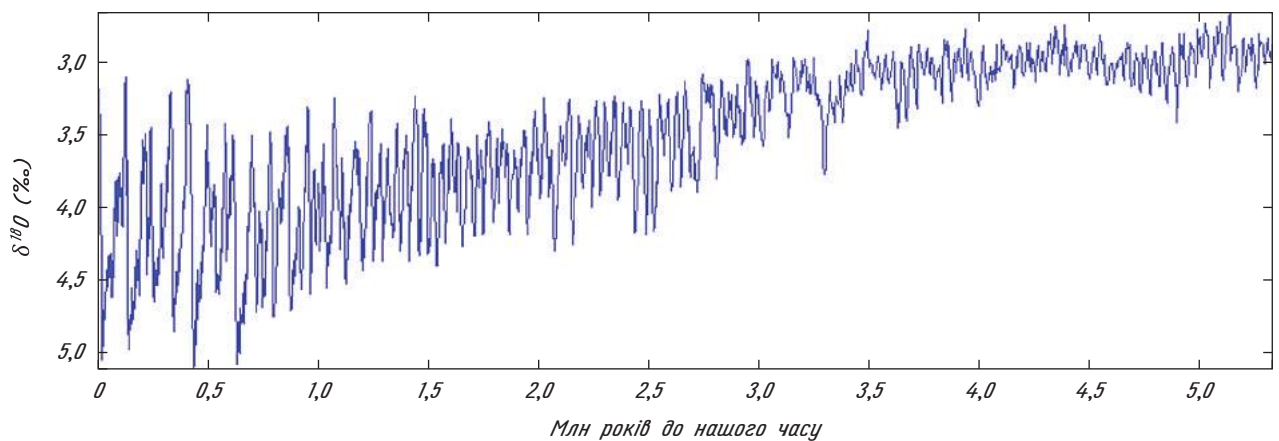


Рис. 5.16. Середній (за даними по всій Земній кулі) вміст ізотопу кисню  $^{18}\text{O}$  в оболонці придонної форамініфери, який корелюється з глобальним об'ємом льоду та температурою в глибинних шарах океану, за останні 5,3 мільйона років. Джерело: Lisiecki and Raymo (2005). <http://www.lorraine-lisiecki.com/stack.html>

сивної Антарктичної циркумполярної течії, яка ізолювала Антарктиду від впливу більш теплих середніх широт, і збільшило її охолодження.

Остаточно підйом Гімалаїв і Тибетського плато сильно змінив мусонну циркуляцію в цих регіонах. Ці декілька прикладів ілюструють силу впливу кліматоутворювального фактора, пов'язаного із змінами в граничних умовах за рахунок тектоніки плит. Роль цього фактора у формуванні клімату потрібно враховувати належним чином.

Крім низькочастотних змін, описаних вище, в геологічній історії також відзначаються відносно короткотривалі події. Одна з найбільш обговорюваних — це зіткнення великого метеорита із Землею, яке відбулося 65 мільйонів років тому на межі між геологічним періодом Крейда і Третинним періодом (або «межа К—Т»). Цей катаклізм гіпотетично став причиною зникнення багатьох різновидів рослин і тварин, зокрема динозаврів, але поки не дуже зрозумілий вплив цього катаклізму на клімат та тривалість цього впливу.

Краще задокументовано потепління протягом *Палеоцен-Еоценового теплового максимуму* (PETM, 55 мільйонів років тому, див. рис. 5.14), яке мало дуже суттєвий вплив на розвиток життя на Землі. За час цього потепління, яке відбувалося протягом майже 170 000 років, глобальна температура зросла більш ніж на  $5\text{ }^{\circ}\text{C}$  за менш ніж 10 тис. років. Цей період також відрізняється значним зростанням кількості вуглецю в системі океан—атмосфера, про що свідчать зміни вмісту ізотопу  $^{13}\text{C}$  у відкладах.

Джерело цього масивного викидання вуглецю в атмосферу залишається поки що невизначеним. Можливо, це пов'язано з вулканічною діяльністю або з вивільненням метану, що зберігається в осаді на континентальному шельфі. З іншого погляду, в цих регіонах метан, можливо, вийшов з рівноваги у зв'язку з початковим

потеплінням, а далі вступив у силу потужний *додатний зворотний зв'язок*.

Наближаючись до сучасності, можна відзначити, що за останні 5 мільйонів років відбулися великі коливання клімату. Це не дуже чітко видно на рис. 5.14 у зв'язку з його масштабом, але при вищому розділенні можна побачити коливання з домінуючим періодом близько 100 тис. років в останній мільйон років і близько 41 тис. років перед тим (рис. 5.16). Ця періодичність, мабуть, пов'язана з коливаннями інсоляції, про які мова буде йти нижче.

#### 5.4. ОСТАННІЙ МІЛЬЙОН РОКІВ: ЛЬОДОВИКОВІ ТА МІЖЛЬОДОВИКОВІ ЦИКЛИ

##### 5.4.1. Коливання орбітальних параметрів та інсоляції

Якщо не враховувати атмосферу, інсоляція в будь-який час і в будь-якій точці поверхні Землі є функцією відстані між Землею та Сонцем і косинусу сонячної зенітної відстані (див. рівняння (2.20)).

Ці дві змінні можна розрахувати залежно від часу дня, широти і характеристик орбіти Землі. В кліматології використовують три орбітальні параметри (рис. 5.17 і 5.18): *схилення екліптики* ( $\epsilon_{\text{obl}}$ ), що характеризує нахил площини екліптики відносно площини небесного екватора (рис. 2.7), *ексцентриситет* (ecc) орбіти Землі навколо Сонця і *кліматична прецесія* ( $\text{ecc} \times \sin \tilde{\omega}$ ), пов'язана з відстанню між Землею та Сонцем у точці літнього сонцестояння. У цьому визначенні кліматичної прецесії кут  $\tilde{\omega}$  — істинна довгота перигелію, відміряна від осі весняного рівнодення ( $\tilde{\omega} = \pi + \text{PERH}$  на рис. 2.8).

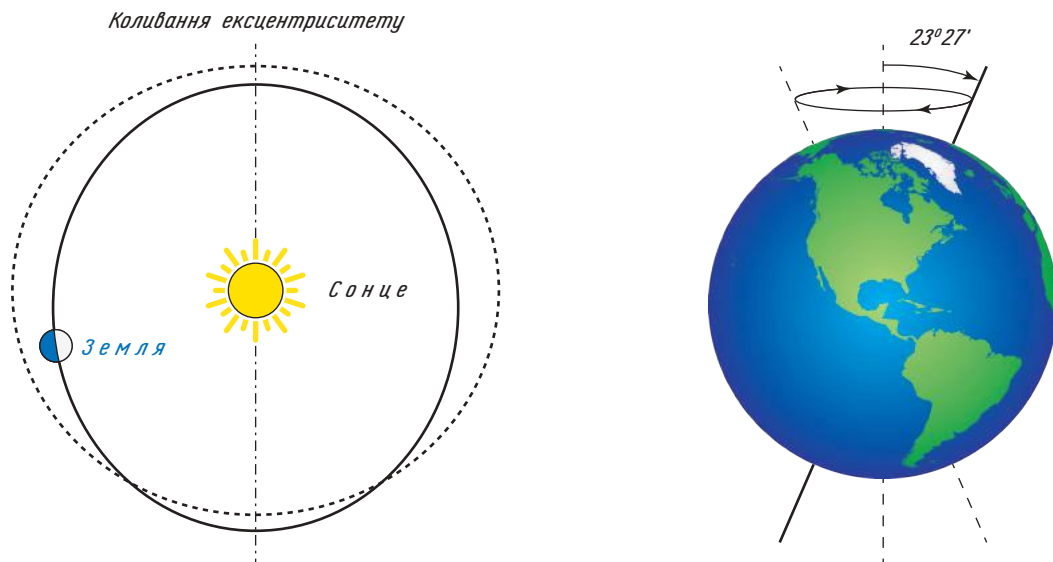


Рис. 5.17. Схематичне зображення змін ексцентриситету  $ecc$  і нахилення  $\epsilon_{obl}$  орбіти Землі.  
Джерело: Goosse H. et al. (2009)

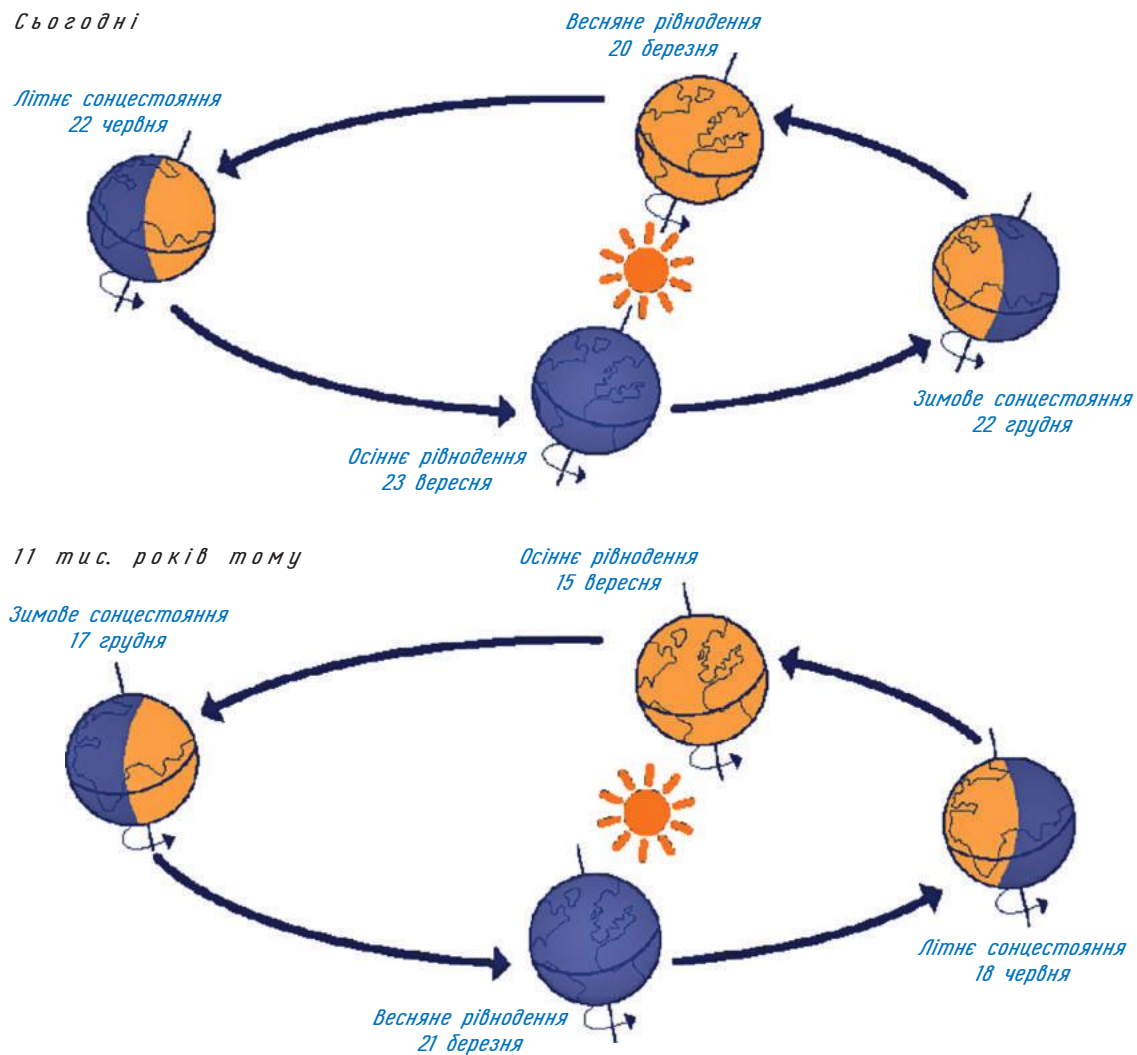


Рис. 5.18. 11 тис. років тому внаслідок кліматичної прецесії Земля була найбільш близька до Сонця у період північного літа, тоді як зараз вона найбільш близька до Сонця у період північної зими. Джерело: Goosse H. et al. (2009)

Через вплив Сонця, інших планет і Місяця орбітальні параметри Землі змінюються з часом. Зокрема, у зв'язку з тим, що наша планета не є довершеною сферою (відстань від поверхні до центра Землі на екваторі більша, ніж на полюсах), обертальний момент, зумовлений Сонцем та Місяцем, значною мірою визначає коливання *схилення* екліптики і відіграє важливу роль у змінах  $\tilde{\omega}$ . На ексцентриситет більше всього впливають найбільші планети сонячної системи (Юпітер і Сатурн), які також мають вплив на  $\tilde{\omega}$ .

Зміни у часі цих орбітальних параметрів можна розрахувати з рівнянь, що описують збурення сонячно-земної системи внаслідок гравітаційного впливу інших планетарних тіл та того, що Земля не є довершеною сферою. Розв'язання цього рівняння можна подати у вигляді суми різних факторів:

$$\begin{aligned} \text{ecc} &= \text{ecc}_0 + \sum_i E_i \cos(\lambda_i t + \phi_i), \\ \varepsilon_{\text{obl}} &= \varepsilon_{\text{obl},0} + \sum_i A_i \cos(\gamma_i t + \xi_i), \\ \text{ecc} \cdot \sin \tilde{\omega} &= \sum_i P_i \cos(\alpha_i t + \eta_i). \end{aligned} \quad (5.6)$$

Значення незалежних параметрів  $\text{ecc}_0$ ,  $\varepsilon_{\text{obl},0}$ , амплітуд  $E_i$ ,  $A_i$ ,  $P_i$ , частот  $\lambda_i$ ,  $\gamma_i$ ,  $\alpha_i$ , фаз  $\phi_i$ ,  $\xi_i$ ,  $\eta_i$  надані в роботі *Berger (1978)* та оновлені в ро-

боті *Berger and Loutre (1991)*. Рівняння (5.6) ясно показують, що зміни орбітальних параметрів мають характерні періоди (рис. 5.19).

Для ексцентриситету головними періодами є 413, 95, 123 і 100 тис. років. Для кліматичної прецесії домінуючі періоди становлять 24, 22, і 19 тис. років і для схилення екліптики — 41 і 54 тис. років. Для повного визначення орбіти Землі необхідно також конкретизувати довжину головної осі еліпса. Проте протягом останніх, як мінімум, 250 мільйонів років це значення практично не змінювалося.

За останній мільйон років значення ексцентриситету орбіти Землі (див. рис. 5.17) змінювалися між нулем, що відповідає близькій до колової орбіті, до 0,054 (рис. 5.19). За допомогою рівняння (2.24) можна показати, що річна середня енергія, одержувана Землею від Сонця, обернено пропорційна величині  $\sqrt{1 - \text{ecc}^2}$ .

Вважається, що ця величина незалежна від схилення екліптики, тому що інтегрування виконується по всіх широтах, і незалежна від  $\tilde{\omega}$  через те, що інтегрування проводиться за цілий рік.

Тому річна середня енергія, одержувана Землею, залежить тільки від ексцентриситету — вона мінімальна, коли орбіта Землі колова, і зростає пропорційно ексцентриситету. Проте, оскільки варіації ексцентриситету відносно неве-

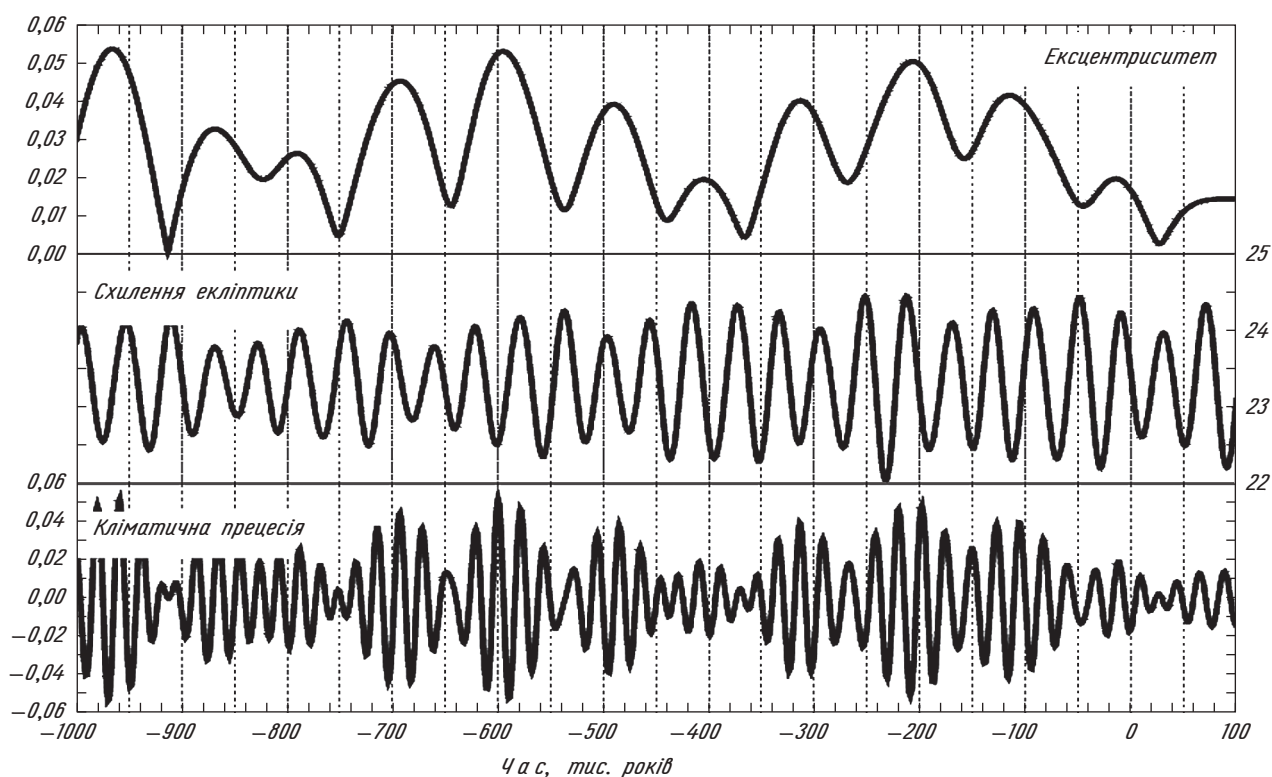


Рис. 5.19. Довготривалі коливання ексцентриситету, кліматичної прецесії та схилення екліптики (у градусах) протягом останнього мільйона років і майбутніх 100 тисяч років (нульова відмітка відповідає 1950 року). Мінімальне значення кліматичної прецесії відповідає північному зимовому (грудень) сонцестоянню в перигелії.

Джерело: *Berger (1978)*

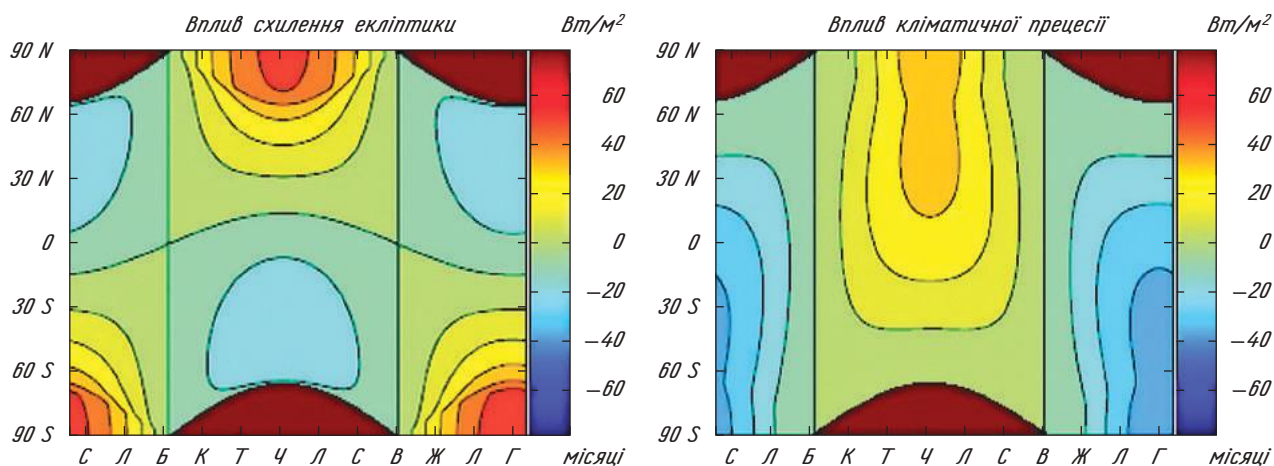


Рис. 5.20. Зміни міжсезонних контрастів інсоляції у  $\text{Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ , спричинені зростанням схилення екліптики (рис. зліва) від  $22,0^\circ$  до  $24,5^\circ$  з сучасними значеннями  $e = 0,016724$ ,  $PERH = 102,04$ , та зростанням кліматичної прецесії (рис. справа) від її мінімального значення (північна зима в перигелії) до максимального значення (північне літо в перигелії) з сучасними значеннями  $e = 0,016724$ ,  $\epsilon_{obl} = 23,446^\circ$ . Контурний інтервал становить  $10 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ . Коричневі області відповідають зоні з нульовою інсоляцією. Пору року надана в термінах істинної довготи  $\lambda_t$ . Передбачається, що  $\lambda_t = -80^\circ$  відповідає 1 січня і один місяць відповідає  $30^\circ$  істинної довготи. Джерело: Goosse H. et al. (2009)

лики (див. рис. 5.19), відмінності в річних середніх сумах випромінювання, одержуваного Землею від Сонця, є також незначними. Відносна максимальна варіація становить близько  $0,15\%$  ( $1,5 \cdot 10^{-3} = 1 - 1/\sqrt{1 - 0,054^2}$ ), що відповідає  $0,5 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$  ( $0,5 = 1,5 \cdot 10^{-3} \times 342 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ ).

Схилення екліптики зумовлює існування сезонів на Землі. Якщо б  $\epsilon_{obl}$  дорівнювало нулю, ніч і день складали б рівно 12 годин по всій земній кулі (див. рівняння (2.20) і (2.22)), і якщо б ексцентриситет  $e$  також дорівнював нулю, кожна точка на Землі мала б однаковою добову середню інсоляцію протягом всього року (див. рівняння (2.20) і (2.24)). При значному схиленні екліптики інсоляція в полярних регіонах набагато вища влітку, а взимку дорівнює нулю протягом полярної ночі. За останній мільйон років схилення екліптики змінилося від  $22^\circ$  до  $24,5^\circ$  (рис. 5.19). Це відповідає максимальним змінам добової середньої інсоляції на полюсах до  $50 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$  (рис. 5.20). Схилення екліптики також впливає на річну середню інсоляцію, збільшуючи її на декілька  $\text{Вт} \cdot \text{м}^{-2}$  у високих широтах і зменшуючи (але на меншу величину) на екваторі.

Крім того, положення сезонів відносно перигелію (тобто прецесія) також має вплив на інсоляцію. Якщо Земля ближча до Сонця в період північного літа і знаходиться далі від Сонця в період північної зими, тоді літо в Північній півкулі буде особливо теплим, а зима особливо холодною. З іншого боку, якщо Земля ближча до Сонця в період північної зими, контраст між сезонами в Північній півкулі буде зменшуватися. Цей ефект особливо позначається при значному ексцентриситеті. Якщо ексцентриситет до-

рівнює приблизно нулю, відстань між Землею і Сонцем буде приблизно постійною, що веде до нівелювання впливу змін в положенні сезонів відносно перигелію. Кліматична прецесія змінюється в діапазоні значень між  $-0,05$  і  $+0,05$ . Це призводить до змін інсоляції, що перевищують  $20 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$  на всіх широтах (див. рис. 5.20). В результаті саме кліматична прецесія відіграє домінуючу роль у варіаціях інсоляції в тропічних і середніх широтах.

#### 5.4.2. Орбітальна теорія палеокліматів

Інформація, записана за останні 800 тис. років в льодяних ядрах (див. рис. 5.21), документує коливання між довгими льодовиковими періодами (або льодовиковими віками) і відносно короткими міжльодовиковими періодами. Зараз ми живемо в найпізнішому міжльодовиковому періоді, *Голоцені*. Найкраще відомий найпізніший льодовиковий період, пік якого припадає на період близько 21 тис. років до нашої ери, він називається *Останній льодовиковий максимум* (LGM). У той час льодяні щити покривали більшість континентів у високих північних широтах та доходили на південь до  $40^\circ$  півн. ш. Через накопичення води у формі льоду над континентами рівень моря був нижчий від сучасного на 120 м, отже, поверхня суші була більшою. Наприклад, існували сухопутні мости між Америкою і Азією на місті сучасної Берингової протоки та між континентальною Європою і Великобританією. Вічна мерзлота і тундра тягнулися набагато далі на південь, ніж в сучасності, тоді як дощовий ліс мав меншу площу. Тропічні

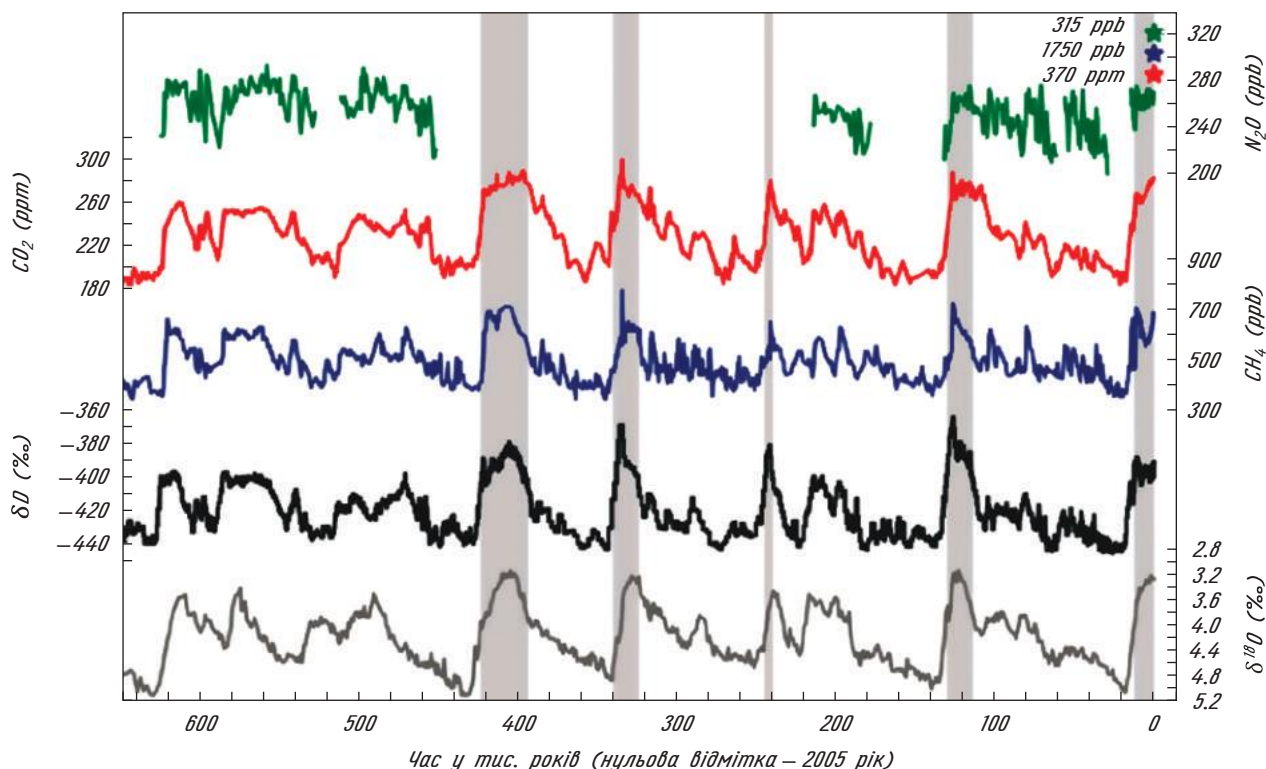


Рис. 5.21. Часові варіації вмісту дейтерію ( $\delta D$ ; крива чорного кольору) та концентрацій атмосферних парникових газів  $CO_2$  (червоний),  $CH_4$  (блакитний) і двоокису азоту  $N_2O$  (зелений), визначені з досліджень пузирів повітря в льодяних ядрах з Антарктиди та з метеорологічних спостережень останнього часу. Сіра крива — це компіляція з різних джерел змін у часі вмісту придонного ізотопу  $^{18}O$ . Вміст дейтерію є непрямым індикатором значень локальної температури (на цьому рис. — для температури в Антарктиді). Вміст придонного ізотопу кисню  $^{18}O$  є непрямым індикатором коливань глобального об'єму льоду, при цьому максимальні значення придонного  $^{18}O$  відповідають малим об'ємам льоду (див. п. 5.3.3). Зірки відповідного кольору і значення показують концентрації парникових газів у 2000 році. Сіре затінювання відповідає останнім міжльодовиковим теплим періодам. Джерело: Jansen et al. (2007)

регіони були холоднішими, ніж зараз, на  $2\text{--}4^\circ C$  як над сушею, так й над океанами (рис. 5.22).

У високих широтах зниження середньої температури було ще більшим, і морська крига займала в цих регіонах набагато більші площі. В цілому, за існуючими оцінками глобальна середня температура була нижчою на  $4\text{--}7^\circ C$ , ніж зараз.

Орбітальна теорія палеоклімату припускає, що коливання між льодовиковими і міжльодовиковими періодами переважно залежать від часових змін орбітальних параметрів. У цьому контексті літня інсоляція у високих північних широтах, де зараз розміщується більшість поверхні суші, здається, має критичне значення. Якщо ця інсоляція буде дуже малою, літо буде прохолодне і тому розтане тільки частина снігу, який випав у високих широтах на поверхню землі протягом зими. В результаті сніг буде накопичуватися з року в рік, і через тисячі років сформуються льодовикові щити (див. п. 4.2), які характеризують льодовикові періоди. З іншого боку, якщо літня інсоляція висока, весь сніг на суші розтане протягом відносно теплого літа і ніякий льодяний щит не зможе сформуватися. Більше

того, через літнє потепління кількість снігу, що розтане на існуючому льодяному щиті, може перевищити накопичення снігу за зиму, що веде до зменшення цього щита, тобто до руйнування зледеніння. Через цей зворотний зв'язок (та інші, див. розд. 4) вплив відносно малих змін інсоляції може підсилюватися, що веде до значних варіацій клімату, які спостерігалися в льодовикові—міжльодовикові цикли.

Одним з найпереконливіших аргументів на користь орбітальної теорії палеоклімату є той факт, що домінуючі частоти коливань орбітальних параметрів також знайдені в рядах багатьох непрямих даних щодо змін клімату у минулому (напр., див. рис. 5.21). Це свідчить про сильний причинний зв'язок. Інший важливий аргумент впливає з результатів моделювання палеоклімату. Модель клімату, в якій домінуючими факторами є коливання орбітальних параметрів і еволюції парникових газів, що спостерігалася в останні 600 тис. років, чітко відтворює добре відомі останні варіації об'єму льоду. Якщо ж не враховувати коливання орбітальних параметрів, неможливо адекватно відтворити картину льодовикових—міжльодовикових циклів (див. рис. 5.23).

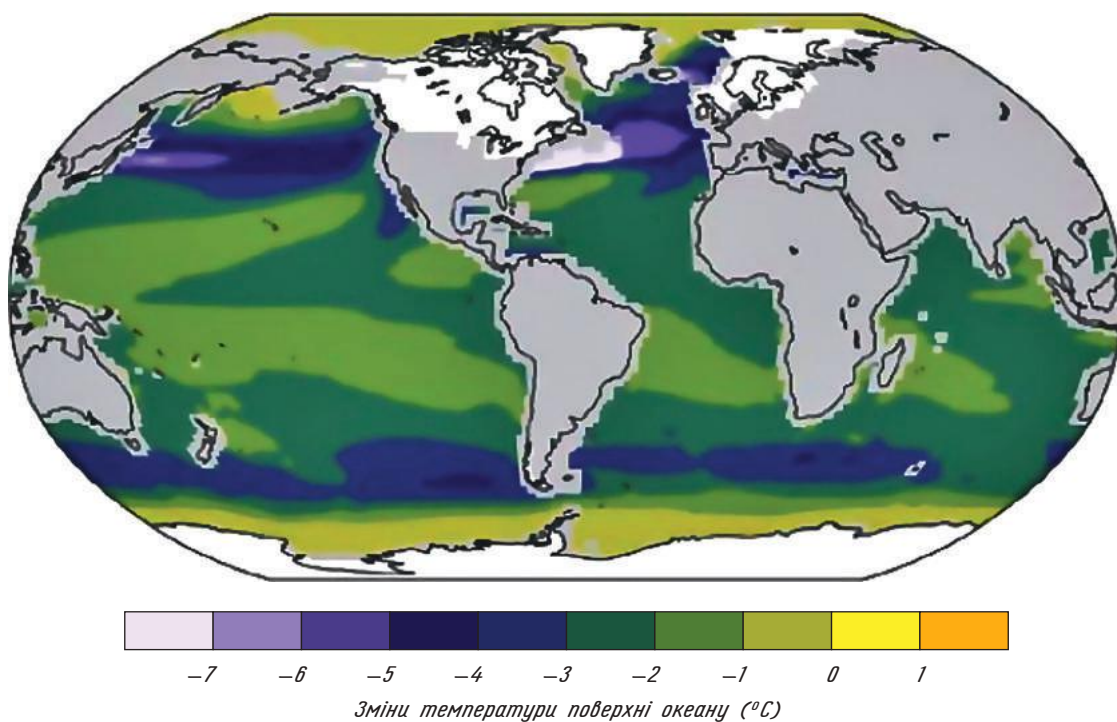


Рис. 5.22. Осереднені по багатьох моделях зміни SST між кліматом останнього льодовикового максимуму (близько 21 тис. років тому) і передіндустріальним (1750 р.) кліматом. Площа льодяного покриву над континентами показана білим кольором. Результати були отримані в межах проекту PMIP2 (<http://pmip2.lsce.ipsl.fr/>). Джерело: Jansen et al. (2007)

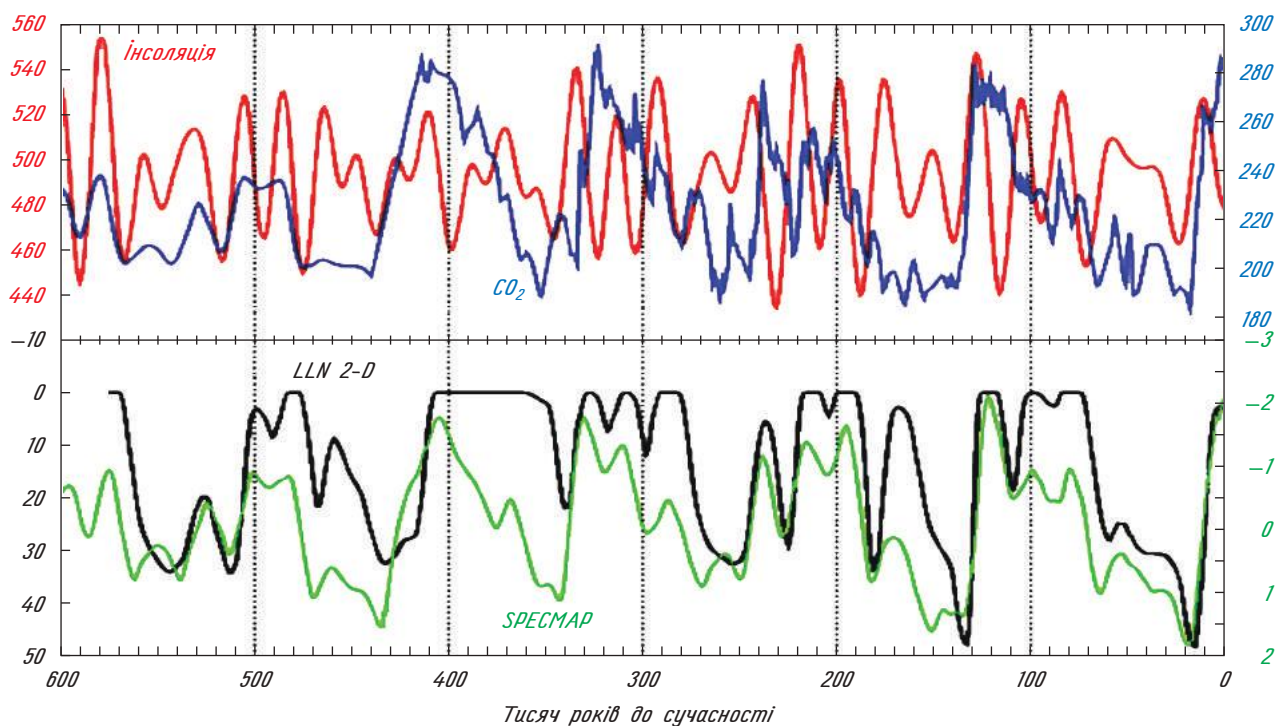


Рис. 5.23. Верхня панель — концентрація  $\text{CO}_2$  в атмосфері (у ppm; крива синього кольору на верхній панелі) (за дослідженнями льодяних кернів станції «Восток» за останні 414 тис. років (Petit et al., 1999) плюс статистичний сценарій для ранішого часу) і значення інсоляції середнього місяця на  $65^\circ$  півн. ш. у літньому сонцестоянні (у  $\text{Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ ; червоний колір) згідно з Berger (1978). Нижня панель — зміни об'єму льоду в Північній півкулі (у  $10^6 \text{ км}^3$ ), розраховані за моделлю клімату LLN 2-D (Berger and Loutre, 2003), зумовлені інсоляцією (Berger, 1978) і концентрацією  $\text{CO}_2$  в атмосфері (як на верхній панелі) і кривою SPECMAP (упорядковані, згладжені дані про вміст ізотопу кисню в глибоководних кернах, Imbrie et al., 1984). Джерело: Goosse H. et al. (2009)

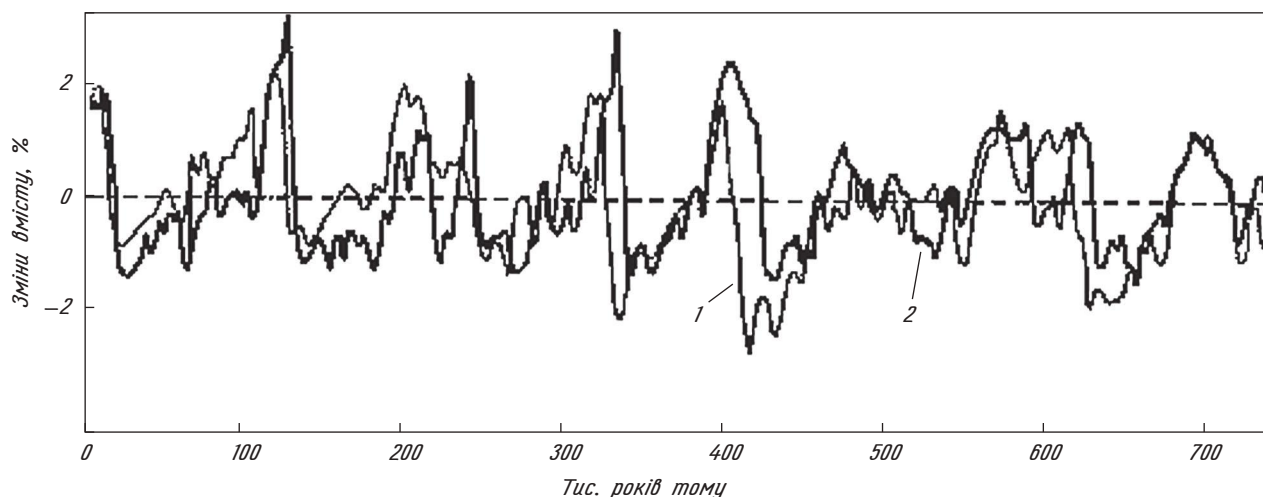


Рис. 5.24. Відносні зміни вмісту важкого ізотопу кисню  $\delta^{18}\text{O}$  в льодяних ядрах Антарктиди (1 — дані станції «GeoB1413») та дейтерію  $\delta\text{D}$  (2 — дані станції «Купол С») за останні 750 тис. років. Джерело: Вакуленко и др. (2007)

Проте зв'язок між змінами клімату та інсоляцією є непростим і нелінійним. Зокрема, з першого погляду не є однозначною відповідність між літньою інсоляцією у високих широтах і об'ємами льоду (напр., рис. 5.23). Так, очевидно, що льодяні щити можуть зростати, коли літня інсоляція нижче визначеного порогу (див., наприклад, мале значення інсоляції близько 120 тис. років до нашої ери, коли почалося останнє зледеніння). З іншого боку, через сильні зворотні зв'язки, зокрема, пов'язані з присутністю льодяних щитів (див. розд. 4), інсоляція повинна бути набагато більшою від цього порогового значення для того, щоб почалося руйнування зледеніння. Крім того, в кожній географічній зоні та в кожному сезоні інсоляція змінюється по-своєму, що робить картину складнішою, ніж та, що була представлена у вигляді простого аналізу літньої інсоляції у високих широтах.

Одна з найбільш інтригуючих проблем — це перевага значних льодовикових—міжльодовикових циклів з періодом близько 100 тис. років, тоді як цей період практично відсутній на кривих інсоляції. Ексцентриситет має деякі домінуючі періоди коливань близько 100 тис. років, але вони пов'язані з дуже малими змінами інсоляції. До того ж до 1 мільйона років тому коливання об'єму льоду на Землі переважно мали період 40 тис. років, що відповідає домінуючому періоду коливань схилення екліптики (рис. 5.16). Важливість циклу 100 тис. років у останній мільйон років, ймовірно, пов'язана з деякими нелінійними процесами в кліматичній системі (напр., див. Вакуленко Н. В. и др., 2011). Проте переконливе та детальне пояснення можливих механізмів все ще залишається справою майбутніх досліджень.

#### 5.4.3. Льодовикові—міжльодовикові коливання концентрації $\text{CO}_2$ в атмосфері

Як мінімум, за останні 600 тис. років зміни концентрації парникових газів відбувалися практично синхронно зі змінами температури і об'єму льоду (див. рис. 5.20), причому різниця у концентраціях між міжльодовиковими і льодовиковими періодами досягала 80 *ppm* для  $\text{CO}_2$  і 300 *ppb* для метану. Таке зменшення концентрації парникових газів у льодовикові періоди відповідає радіаційному форсингу приблизно у  $3 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ , тобто у ці періоди спостерігався сильний ефект радіаційного охолодження. Проте, як підкреслюється в останній доповіді IPCC, «якісне і кількісне пояснення цих варіацій  $\text{CO}_2$  залишається одним з головних невирішених питань досліджень клімату» (Jansen et al., 2007).

Причиною такого зменшення концентрації  $\text{CO}_2$  у льодовикові періоди не може бути біосфера суші. Внаслідок просування льодяних щитів істотно зменшилися області суші, доступні для розвитку рослинності. До того ж нижчі температури призводили до зменшення випаровування над океанами і відповідно до зменшення кількості опадів над сушею. Таким чином, збільшувалася частка посушливих областей і пустель, в яких споживається значно менше вуглецю у порівнянні, наприклад, з лісом. Всі ці фактори спричиняють зменшення споживання вуглецю на суші, яке не може бути скомпенсоване приростом рослинності у нових районах суші, що з'явилися за рахунок пониження рівня моря. В результаті у льодовикові періоди зміни, що відбувалися у біосфері суші, мали збільшувати концентрацію  $\text{CO}_2$  в атмосфері приблизно на 20 *ppm*.

Тому причина зниження концентрації повинна знаходитися в океані, проте геологічні процеси, які є дуже повільними у часі і тому не можуть бути чинниками, що привели до змін клімату, які відбувалися в той період. Внаслідок накопичення у льодяних щитах прісної води з нульовим вмістом розчиненого органічного вуглецю і нульовою лужністю, в океані зростали солоність, а також DIC і Alk. Це призводило до зростання в океані значення  $p^{CO_2}$ . Проте можна показати, що цей ефект перекривався впливом збільшення розчинності  $CO_2$  в океані за рахунок його охолодження. Сумарний ефект зумовив невелике зменшення концентрації  $CO_2$  в атмосфері, але його недостатньо для пояснення зменшення концентрації на всі 80 ppm між міжльодовиковими і льодовиковими періодами.

Таким чином, це зменшення повинне бути пов'язано із змінами в океанічній циркуляції та/або у дії конвеєра поживних речовин і карбонатного конвеєра. Всі перелічені чинники суттєво впливають на розподіл DIC і Alk в океані і тому на обміни  $CO_2$  між океаном та атмосферою. Більшість гіпотез підкреслює роль Південного океану. Сильним аргументом на користь цього є дуже схожа еволюція концентрації  $CO_2$  в атмосфері та температури в Антарктиці (див. рис. 5.21). В наш час в Південному океані спостерігається сильний апвелінг глибинних вод, багатих на поживні речовини і DIC. Але біологічна діяльність тут недостатня для того, щоб засвоїти цей додатковий вуглець, тому частина вуглецю, винесеного з глибин океану, переміщується в атмосферу. Якщо у льодовикові періоди відбувалися зміни цього апвелінгу (або більш узагальнено, обмін між поверхневим та глибинними шарами океану) або інтенсивності біологічної продуктивності, це значно впливало на концентрацію  $CO_2$  в атмосфері.

Можливо, в останній льодовиковий період апвелінг зменшувався за рахунок зміщення на північ східних вітрів в області Південного океану і відповідно дивергенції, пов'язаної з генерованим вітром переносом Екмана, але цю гіпотезу ще потрібно підтвердити. Протягом холодних кліматичних періодів спостерігалася менша інтенсивність гідрологічного циклу і зростання площі поверхні земної суші, що призводило до більшого переносу пилу до Південного океану. Тому до океану надходила велика кількість заліза. В результаті у льодовикові часи біологічна продукція в океані, можливо, підвищувалася, оскільки у сучасних умовах в цьому регіоні саме цей поживний елемент сильно обмежує первинну біологічну продукцію. Таким чином, ці два ефекти могли впливати на процес зменшення концентрації  $CO_2$  в атмосфері в останній льодовиковий період.

Також існує гіпотеза, що перенос заліза з пилу до Південного океану, який, можливо, спо-

стерігався у льодовиковий період, зумовив великомасштабний перехід у цій екосистемі від фітопланктону, який виробляє карбонат кальцію, до мікроорганізмів, які не формують  $CaCO_3$ . Це мало зменшити інтенсивність дії конвеєра карбонату, що спричинило зменшення концентрації  $CO_2$ .

У науковій літературі запропоновано багато інших пояснень, але здається, що жодне з них не може пояснити амплітуду коливання концентрації  $CO_2$  у 80 ppm. Ймовірно, що деякі з цих факторів відіграють важливу роль, тоді як інші мають незначний вплив. Проте відносний ступінь впливу тих чи інших чинників досі ще невідомий.

## 5.5. ГОЛОЦЕН І ОСТАННІ 1000 РОКІВ

### 5.5.1. Сучасний міжльодовиковий період

Протягом останнього мільйона років окрім низькочастотної мінливості льодовикових—міжльодовикових циклів також відбувалися більш швидші кліматичні зміни. Найкраще простежуються, зокрема в льодяних кернах Гренландії та Антарктиди (рис. 5.24 та 5.25), коливання масштабу тисячоліття, які спостерігалися протягом останнього льодовикового періоду. Загалом, вони пов'язані з варіаціями океанічної циркуляції та переносом тепла в океані, які суттєво впливають на великомасштабні зміни клімату.

Поступове руйнування зледеніння, яке почалося близько 25 тис. років тому (див. рис. 5.25), має характерні значні коливання з часовим масштабом декілька тисячоліть, найбільш яскравими прикладами яких є потепління, пік якого припадає на час близько 14 тис. років тому, та наступне різке похолодання, що має назву «*Ранній Дріас*».

Навпаки, клімат останнього міжльодовиков'я, здається, є відносно сталим — хоча в ньому спостерігаються деякі коливання, але їх амплітуда над Гренландією була набагато меншою, ніж у попередні льодовикові періоди. Значення інсоляції на верхній межі атмосфери 10 тис. років тому були іншими, ніж це є в наш час (див. рис. 5.26), переважно внаслідок впливу прецесії земної орбіти. Зокрема, літня інсоляція на Північному полюсі була на  $50 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$  вище, ніж у сучасних умовах.

В результаті протягом раннього Голоцену літня температура в Північній півкулі була відносно високою, і цей період часто називають «*термічний оптимум Голоцену*» або «*кліматичний оптимум Голоцену*». Однак час, коли спостерігався максимум температури, суттєво залежить від розташування пункту, в якому досліджува-

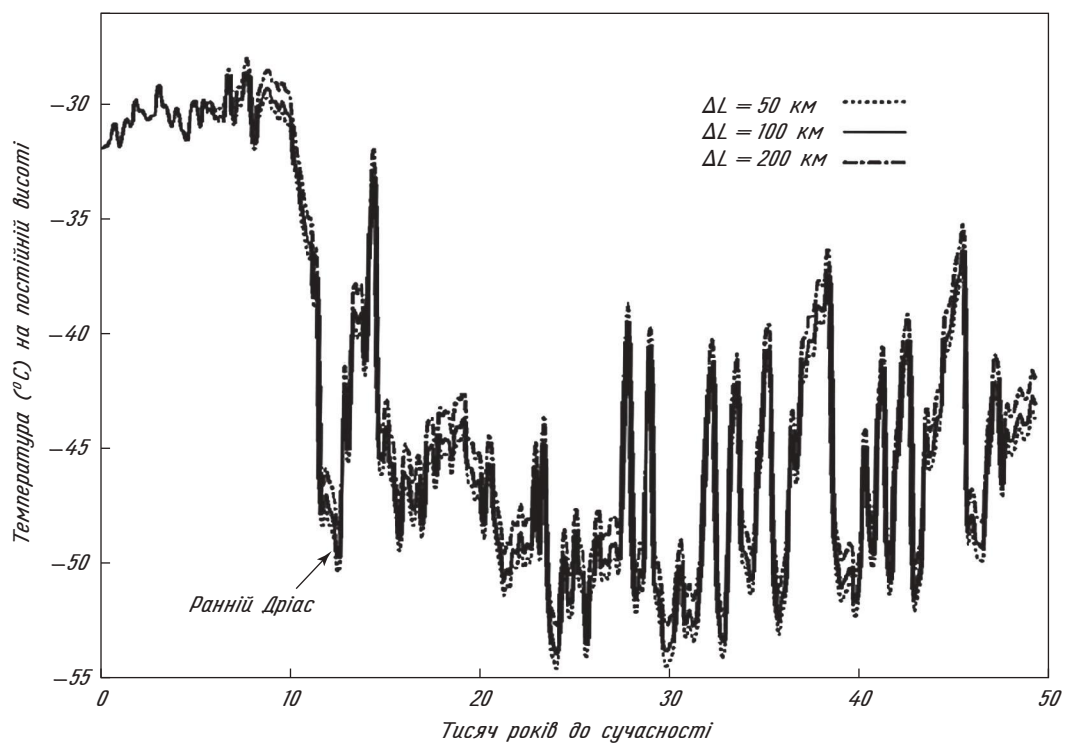


Рис. 5.25. Зміни температури у часі, побудовані на вимірюваннях вмісту ізотопу  $^{18}\text{O}$  в льодяних кернах Гренландії (Greenland Ice Sheet Project 2), з трьома варіантами корекції змін висоти льодовикового щита. Увага: час змінюється справа наліво. Джерело: Cuffey and Clow (1997)

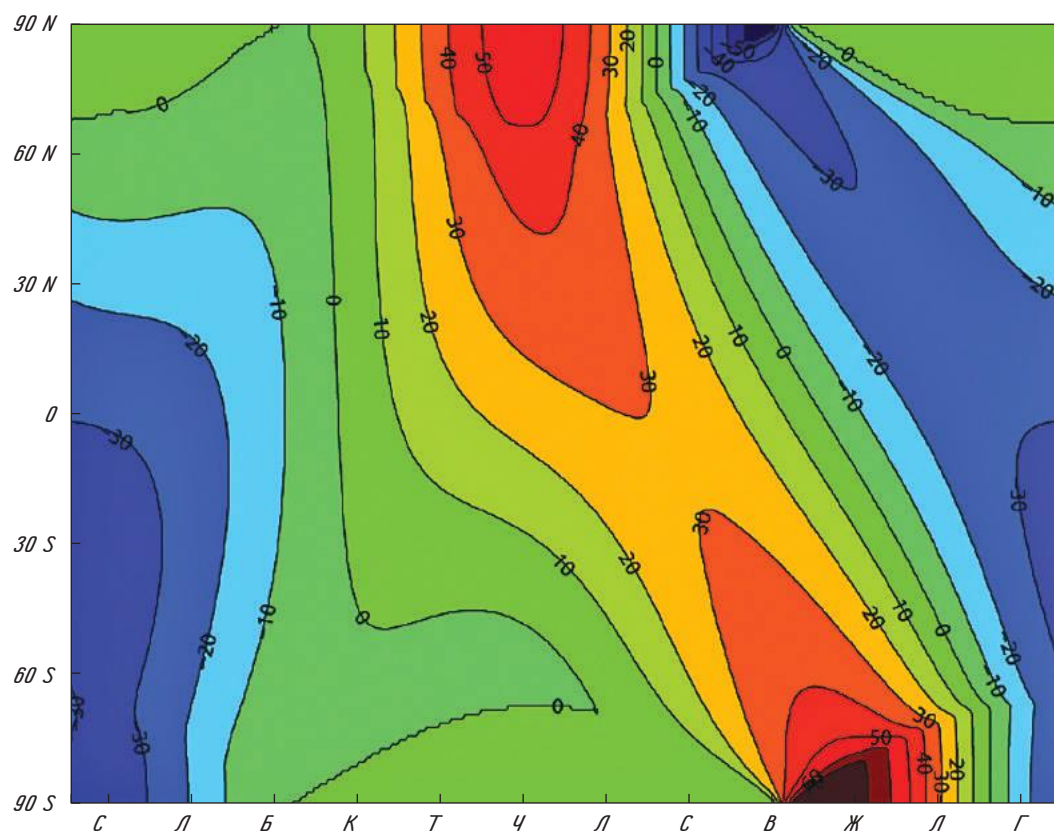


Рис. 5.26. Помісячні відхилення від сучасних значень середньодобової інсоляції близько 10 тис. років тому (у  $\text{Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ ). Інші позначення див. на рис. 5.19. Джерело: Goosse H. et al. (2009)

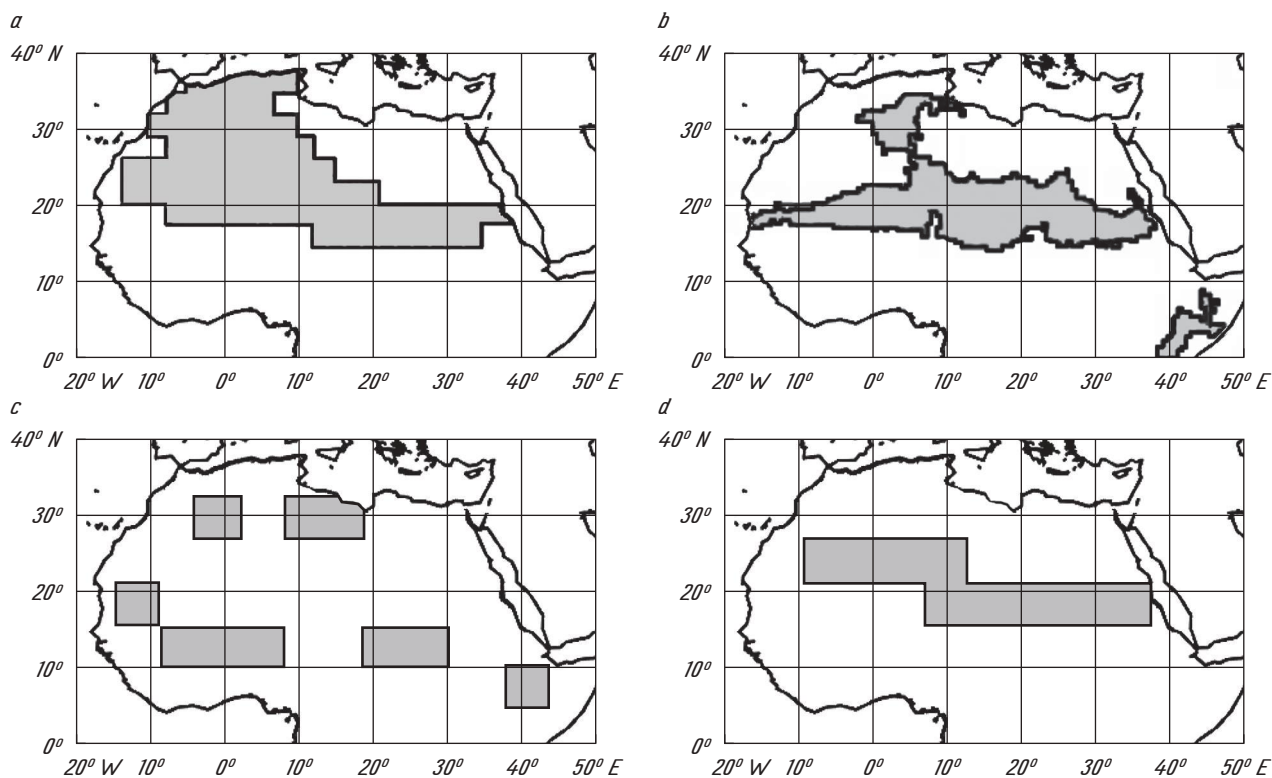


Рис. 5.27. Відмінності рослинного покриву в Сахарі між сучасною епохою і серединою Голоцену за результатами моделювання за різними зв'язаними моделями рослинність—клімат. Сірим кольором показано регіон, який зараз є пустелею, але в середині Голоцену був покритий рослинністю. Джерело: Claussen (2009)

лися температурні коливання того часу. Причина полягає в тому, що впродовж раннього Голоцену над значною частиною Канади все ще були присутні льодяні щити, які зумовлювали сильне місцеве охолодження атмосфери, а також зміни циркуляції в атмосфері та океані на регіональному масштабі. Проте, якщо не розглядати останні 150 років (індустріальна епоха), в які на клімат впливали інші фактори (див. п. 5.5.3), загалом найвищі літні температури у Голоцені спостерігалися у період 6—9 тис. років тому.

Зменшення протягом Голоцену інсоляції у Північній півкулі призводить до довгострокового літнього охолодження, яке проявляється сильніше над сушею, ніж над океаном завдяки більшій сезонній амплітуді температури над сушею. Оскільки на мусони сильно впливають контрасти температури між сушею і океаном, ефект літнього охолодження континентів спричиняє послаблення літніх мусонів. Над Північною Африкою ослаблення мусонної циркуляції пов'язано із значним зменшенням опадів, що призвело у свою чергу в зоні Сахари до переходу протягом раннього Голоцену від поверхні, покритої в значній мірі саваною і озерами, до стану сухої пустелі, який спостерігається зараз (рис. 5.27).

Відомо, що зміни інсоляції впродовж вказаного періоду були відносно гладкі. Проте деякі дослідження, в першу чергу ті, що зосереджу-

ються на Західній Сахарі, свідчать, що близько 4000 років тому спустелювання відбувалося відносно швидко протягом менше ніж 1000 років. Такий раптовий процес міг бути зумовлений дією деяких біогеофізичних зворотних зв'язків (див. розд. 4), що підсилили початкове збурення, спричинене радіаційним форсингом. Існує й інша гіпотеза, яка наголошує, що раптове зменшення рослинного покриву може відбуватися у тому випадку, коли кількість опадів зменшується за порогове значення, пов'язане з біологічними характеристиками рослин, що у свою чергу веде до надзвичайно нелінійного відгуку на зміни у кількості опадів. Але недавні спостереження показують поступовий перехід від «зеленого» стану до пустелі в Східній Сахарі. Тому все ще потрібні додаткові дослідження для з'ясування детальних причин цих важливих біологічних змін.

## 5.5.2. Останні 1000 років

**5.5.2.1. Зміни півсферичного масштабу.** Звичайно, що останнє тисячоліття є тим історичним періодом, для якого існує найбільше число непрямих даних про кліматичні умови. Дуже корисну інформацію щодо змін клімату за цей час вчені одержують при дослідженні кілець дерев, осадових відкладів в озерах і морях, льодяних

кернів і т. д. Проте навіть у цьому часовому відрізку зберігається істотна невизначеність щодо змін температури повітря (рис. 5.28).

Всі доступні кліматичні реконструкції вказують на відносно м'які умови в період близько 1000 р. н. е. (т. зв. *Середньовічний теплий період* — MWP), за якими почався період охолодження, що досяг максимуму протягом XVII—XIX століть (т. зв. *Малій льодовиковий вік* — LIA). Але амплітуда і точний час змін сильно відрізняються між різними реконструкціями. В той же час слід підкреслити, що всі кліматичні реконструкції останнього тисячоліття вказують на абсолютний температурний максимум впродовж XX століття.

При аналізі змін клімату за періоди близько декількох тисячоліть домінуючим фактором загалом є орбітальний форсинг. Але на коротших часових масштабах, як, наприклад, останні 1000 років, варіації інсоляції на верхній межі атмосфери внаслідок змін орбітальних параметрів відносно малі, і тому необхідно враховувати дію інших кліматоутворювальних факторів. На цих часових масштабах існує два домінуючих природних форсинги — це зміни сонячної сталої (TSI) та великі виверження вулканів. Вплив цих факторів розглядався раніше у п. 4.1.2.4.

Нагадаємо, що більшість вивержень вулканів мають дуже сильний вплив на локальний клімат, але на глобальний клімат їх вплив незначний. В той же час деякі найбільш потужні виверження можуть винести у стратосферу велику кількість аерозолів, де вони можуть залишатися протягом декількох років. Ці аерозолі змінюють випромінюючі властивості атмосфери. За раху-

нок цього зменшується сонячна радіація поблизу земної поверхні та відповідно знижується, зокрема влітку, температура повітря. Крім того, вулканічні аерозолі впливають на атмосферну циркуляцію, зокрема підсилюють дію додатної фази Північно-атлантичного коливання. В результаті за потужним виверженням вулкану в Європі часто настає тепла зима, яка характерна при позитивному індексі NAO.

На відміну від орбітального форсингу, часові зміни якого добре відомі, зміни сонячного (TSI) та вулканічного форсингів на тисячолітньому інтервалі залишаються дискусійними.

З одного боку, об'єм і характеристики аерозолів, викинутих в атмосферу при виверженні вулкану, доводиться розраховувати непрямыми методами, спираючись на вимірювання викидів сульфатів в льодяних кернях (див. рис. 5.29). З іншого боку, за останні 30 років існують точні супутникові вимірювання TSI. Для оцінки TSI у раніші часи як непрямі дані можна використати вимірювання концентрації космогенних ізотопів, наприклад  $^{10}\text{Be}$  і  $^{14}\text{C}$ , в льодяних кернях. Коли сонячна активність низька, захист Землі від енергетичного впливу космічних променів стає слабкішим, і тому зростає продукція цих ізотопів. Але зв'язок між концентрацією космогенних ізотопів у льодяних кернях, сонячною активністю і сонячним форсингом, на жаль, далекий від наведеної простої формули.

Так, деякі дослідники навіть вважають, що частину реконструкцій, яка широко використовується в кліматології (напр., рис. 5.29), необхідно переоцінити, збільшивши довгострокові зміни TSI у п'ять разів (Goosse H. et al., 2009).

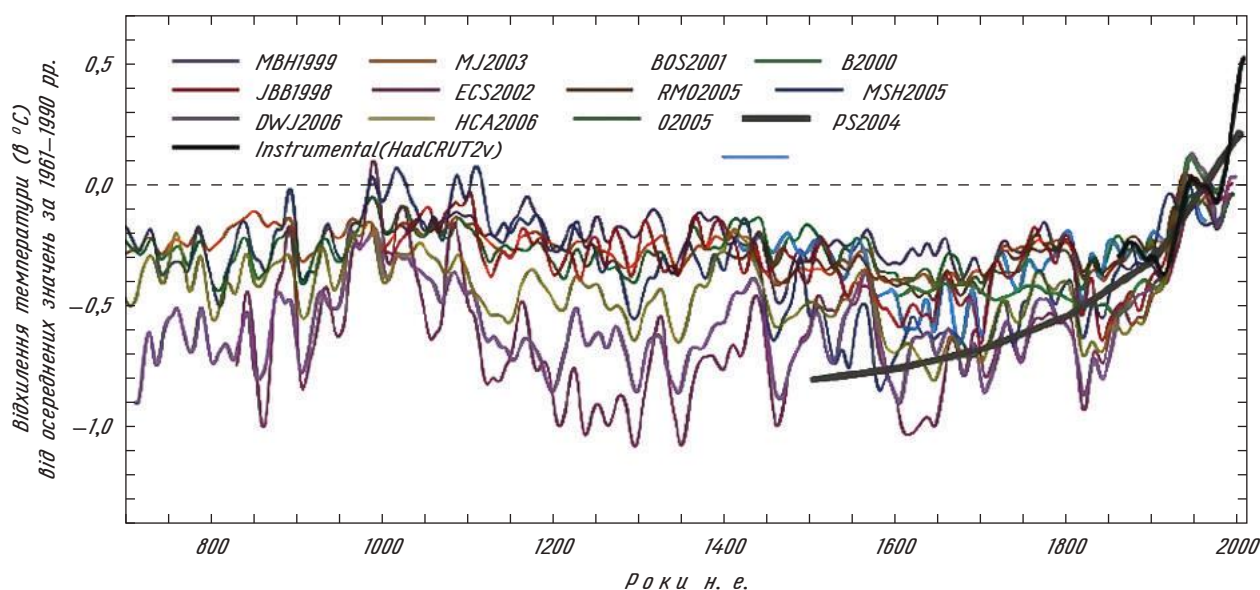


Рис. 5.28. Реконструкції змін температури в Північній півкулі за останні 1300 років за допомогою численних непрямих кліматичних даних та інструментальні спостереження протягом останніх 150 років. На графіках наведені відхилення температури (в °C) від осереднених значень за 1961—1990 рр. Всі ряди даних згладжені для виключення коливань з часовими масштабами менше 30 років. Джерело: Jansen et al. (2007)

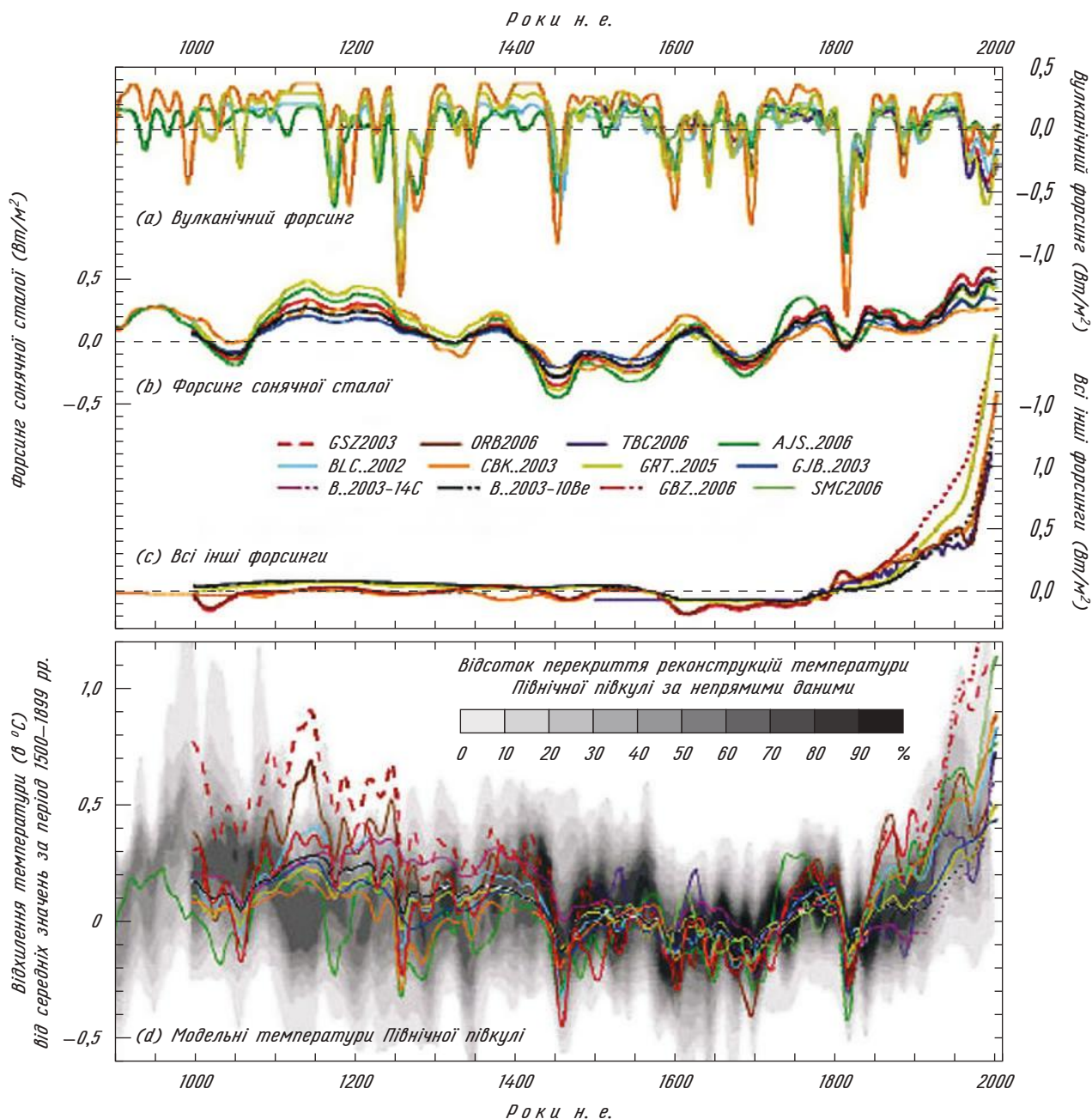


Рис. 5.29. Коливання радіаційних форсингів і модельні температури протягом останніх 1100 років. Перші три графіки (верхній рисунок) зображують коливання значень глобального середнього радіаційного форсингу ( $\text{Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ ) за рахунок: (a) вулканічної діяльності, (b) варіацій сонячної сталої, (c) всіх інших форсингів (переліки яких змінюються між моделями, але завжди включають парникові гази та тропосферні сульфатні аерозолі, за винятком тих моделей, результати яких показані пунктирними лініями після 1900 р.). На графіку (d) (нижній рис.) наведені зміни середньорічної модельної температури ( $^{\circ}\text{C}$ ) Північної півкулі, розрахованої з урахуванням впливу форсингів, що показані на графіках (a)–(c); для порівняння сірим кольором різної насиченості наведено відсоток покриття результатів реконструкцій за непрямыми даними температури Північної півкулі. Всі форсинги і температури виражені як відхилення від середніх значень за період 1500–1899 рр. та згладжені Гаусовим фільтром з вагами для виключення коливань з часовими масштабами менше 30 років.

Джерело: Jansen et al. (2007)

Останнє тисячоліття є ідеальним тестовим прикладом для порівняння природних і антропогенних змін клімату за допомогою існуючих моделей. Тобто за допомогою моделювання змін температури можна з'ясувати, що було причиною реконструйованих історичних коливань у цей пе-

ріод — або сонячний і вулканічний форсинг, або зростаючий антропогенний форсинг (зростання концентрації парникових газів, викидів аерозолів сульфату, зміни у землекористуванні — див. п. 5.5.3). Така валідація надає деяку довіру результатам моделювання впливу цих кліматоутво-

рювальних факторів в інших часових діапазонах. Крім того, моделювання може використовуватися для аналізу причин змін, що спостерігаються. Зокрема, холодні періоди протягом Малого льодовикового віку добре корелюють з часом, коли спостерігалися відносно низькі значення TSI і часті виверження вулканів.

#### 5.5.2.2. Зміни регіонального масштабу.

Хоча форсинги в останньому тисячолітті мали відносно малі амплітуди, вони відігравали домінуючу роль у змінах температури на півсферичному масштабі (рис. 5.29). Проте на регіональному масштабі в деякі періоди зміни циркуляції в океанах або в атмосфері можуть цілком замаскувати вплив форсингу. Отже Середньовічний теплий період і Малий льодовиковий вік у жодному разі не можна розглядати як глобально або квазіглобально синхронні явища. У зв'язку з цим деякі кліматологи уникають використовувати ці терміни. Але, без будь-яких сумнівів, температура в першій половині другого тисячоліття загалом була вище, ніж в період 1500—1900 рр., хоча теплі та холодні періоди відбувалися у різний час в різних регіонах (напр., рис. 5.30).

Аналіз причин коливань клімату на регіональному масштабі є надзвичайно складним завданням у зв'язку з тим, що деякі відзначені зміни циркуляції можуть бути частиною відгуку кліматичної системи на форсинг. Така ситуація була стисло описана в п. 5.5.2.1, коли розгляда-

лося існування тенденції взимку до додатних значень індексу NAO, яка проявляється за найбільш потужними виверженнями вулканів. Тому дуже важко виділити відгук циркуляції на форсинг, пов'язаний з внутрішньою мінливістю, що присутня у кліматичній системі за відсутності будь-яких змін, пов'язаних із зовнішніми форсингами. Однак вважається, що істотна частина мінливості клімату на регіональному масштабі в останньому тисячолітті, ймовірно, пов'язана саме з внутрішньою мінливістю, яка спричинена хаотичною природою кліматичної системи і подібна до щоденних змін погоди. Це можна ілюструвати за допомогою аналізу ансамблю експериментів з використанням будь-якої кліматичної моделі. Для зразка на рис. 5.31 наведені результати моделювання у 5 експериментах з однаковими умовами форсингу, але трохи різними початковими умовами. Через цю невелику різницю і чутливість кліматичної системи до початкових умов кожен сценарій відтворює різну реалізацію внутрішньої мінливості системи, що моделюється (відзначимо, що реально існуючий клімат також відповідає одній серед всіх можливих реалізацій внутрішньої мінливості кліматичної системи).

Хоча результуючий відгук на форсинг для всіх експериментів приблизно однаковий у деяких загальних характеристиках, але існуючі великі відмінності свідчать, що внутрішня мінливість може бути домінуючим джерелом змін клімату до XX століття.

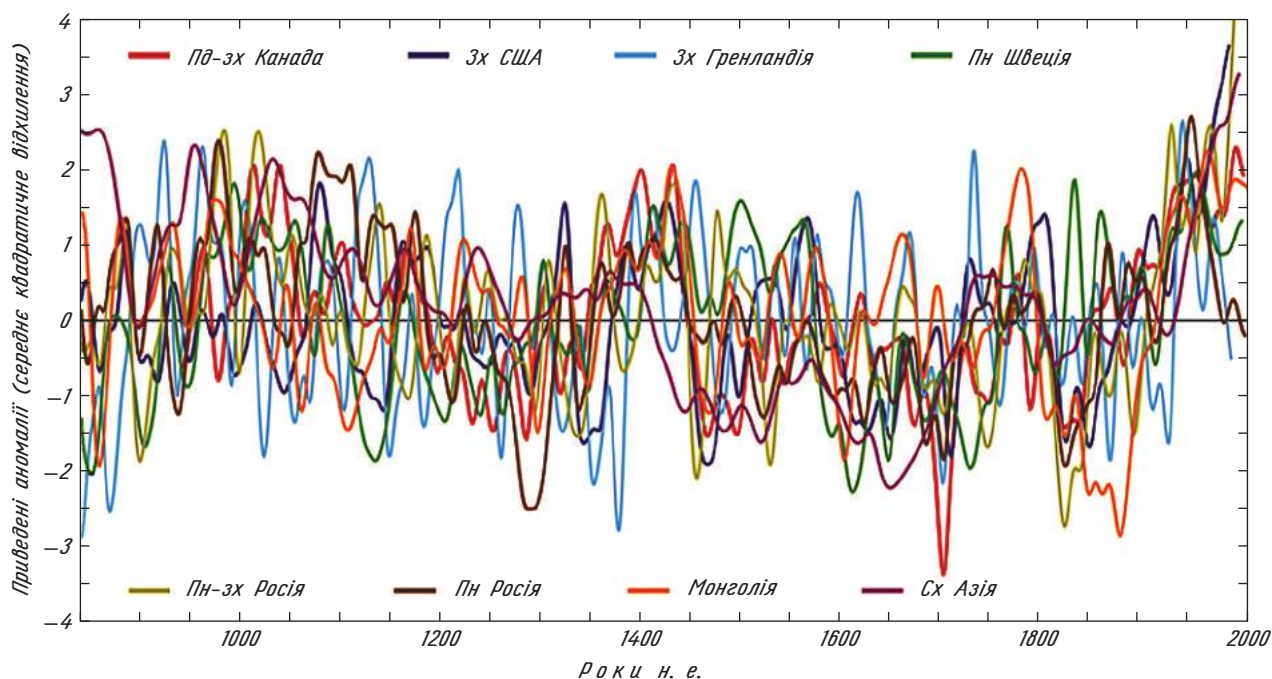


Рис. 5.30. Різномірність регіональна природа варіацій клімату впродовж Середньовічного теплого періоду проілюстрована широким розподілом значень в індивідуальних записах, які використовуються для реконструкції середньої температури в Північній півкулі (див. рис. 5.26). Ці дані згладжені 20-річним фільтром і масштабовані таким чином, щоб мати нульове середнє значення і одиничне середнє квадратичне відхилення у період 1001—1980 рр. Джерело: Jansen et al. (2007)

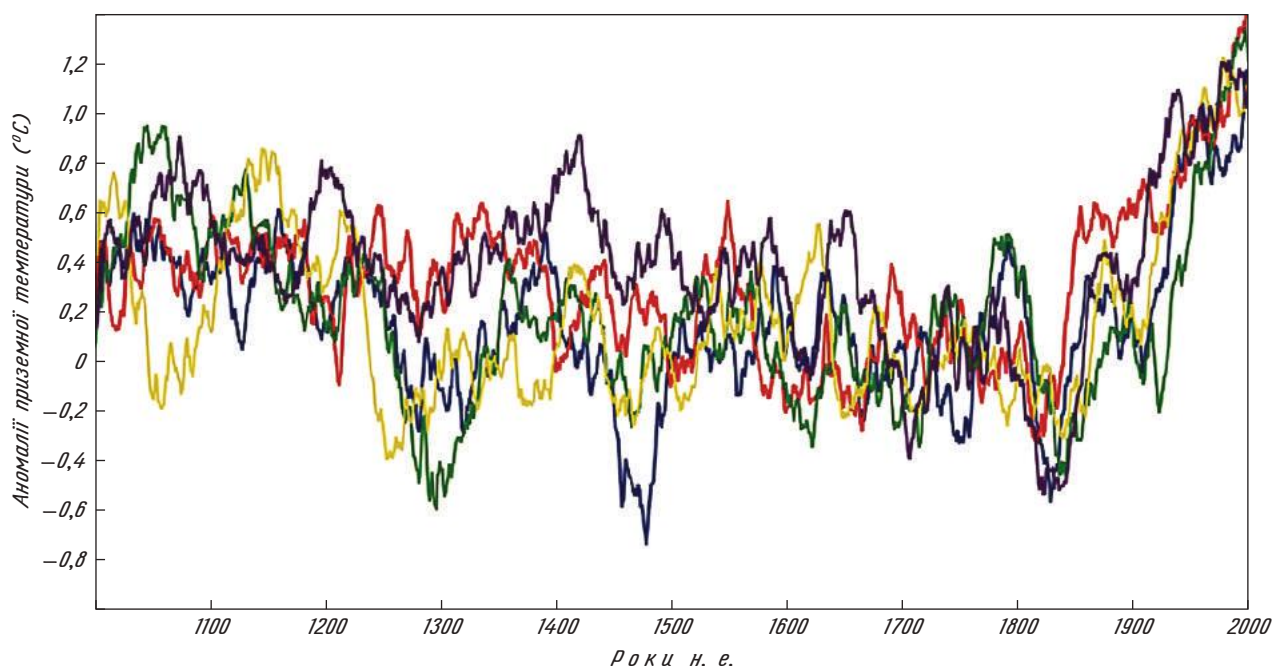


Рис. 5.31. Розрахунки аномалії приземної температури (°C) за останнє тисячоліття в Арктиці (визначена як область, розташована на північ від 65° півн. ш.) за п'ятьма різними сценаріями з використанням кліматичної моделі LOVECLIM (<http://www.astr.ucl.ac.be/index.php?page=LOVECLIM%40Description>) з урахуванням як природних, так й антропогенних форсингів. У 5 експериментах, представлених різними кольорами, відрізняються тільки початкові умови, але одержані різні сценарії за рахунок внутрішньої мінливості. Аномалії наведені відносно середніх значень у періоді 1601—1850 рр. Джерело: Goosse H. et al. (2009)

### 5.5.3. Останнє століття

З 1906 р. по 2005 р. глобальна середня приземна температура піднялася на  $0,75 \pm 0,18$  °C (див. рис. 5.32). Більше того, швидкість потепління різко збільшується, так, за останні 50 років вона зросла майже удвічі у порівнянні зі швидкістю, визначеною за останні 100 років. Це потепління, яке привело до найвищих середніх температур, як мінімум, за декілька століть (див. рис. 5.28), чітко проявляється як на глобальному і на півсферичному масштабі, так і над всіма континентами (рис. 5.33), окрім Антарктиди.

Температура поверхні океанів також зросла, хоча загалом повільніше у порівнянні з континентами. Проте в деяких регіонах Світового океану, наприклад біля південного краю Гренландії, протягом XX століття відбувається навіть незначне зниження температури (рис. 5.33). Потепління також проявляється у чітких змінах, що відбуваються у кріосфері, наприклад, у відступі абсолютної більшості льодовиків, вічної мерзлоти і сезонно замерзлого ґрунту, а також у зменшенні, особливо весною, снігового покриву поверхні суші. В Арктиці, починаючи з 1978 р., площа морського льоду зменшувалася приблизно на 3 % за десятиліття. Влітку швидкість зменшення площі морської криги навіть більше — до 8 % за десятиліття. Проте в Південному океані за останні 30 років площа морсько-

го льоду практично не змінилася. Відбувається збільшення стоку материкового льоду в Антарктиді (Котляков В. М. и др., 2011). За 1993—2008 рр. рівень моря піднімався зі швидкістю близько 3,4 мм за рік, що значно перевищує прогнозовані значення (див. також рис. 16 Додатка). Теплове розширення океану і танення материкового льоду (від льодовиків до льодяних щитів) приблизно однаково сприяє цим змінам, на відміну від минулого, коли розширення було домінуючим фактором. Це призвело до прискорення підйому рівня моря у порівнянні з періодом 1870—1990 рр., коли ця швидкість становила близько 1,5 міліметра за рік.

Постає закономірне питання про фізичні причини таких швидких змін у глобальній кліматичній системі. В п. 5.5.2.1 вказувалася домінуюча роль сонячного форсингу у глобальних змінах у кліматичній системі на часових масштабах близько тисячоліть. Однак, коли розглядаються причини однонаправлених змін останнього століття, фізична картина суттєво змінюється. Деякі дослідження впливу сонячного форсингу протягом XX століття вказують на відсутність (напр., Benestad, 2002), інші — на наявність статистично значущого 11-річного сигналу в даних про глобальну температуру, пов'язаного із сонячною активністю (Camp and Tung, 2007). Але й в цьому випадку амплітуда коливань глобальної осередненої температури через варіації сонячної

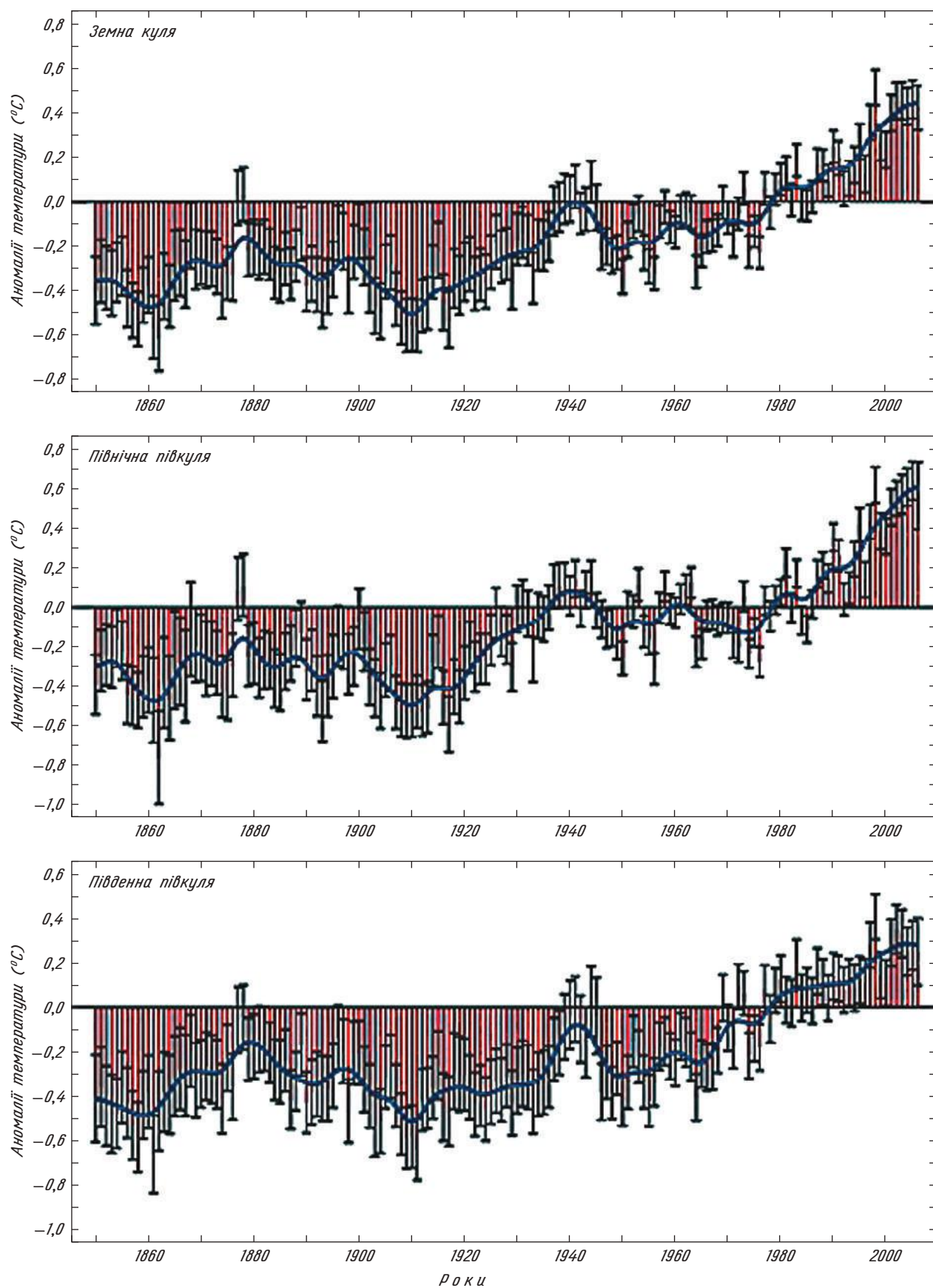


Рис. 5.32. Аномалії (°C) глобальної та півсферичної річної приземної температури суші та поверхні океану сукупно (червоні стовпчики) у період з 1850 по 2006 р. у порівнянні з середніми значеннями за 1961—1990 рр. разом із 95 %-м довірчим інтервалом (дані HadCRUT3). Гладкі блакитні криві показують зміни, осереднені за кожні десять років. Джерело: Trenberth et al. (2007)

Тренд річних температур між 1901 і 2005 рр.

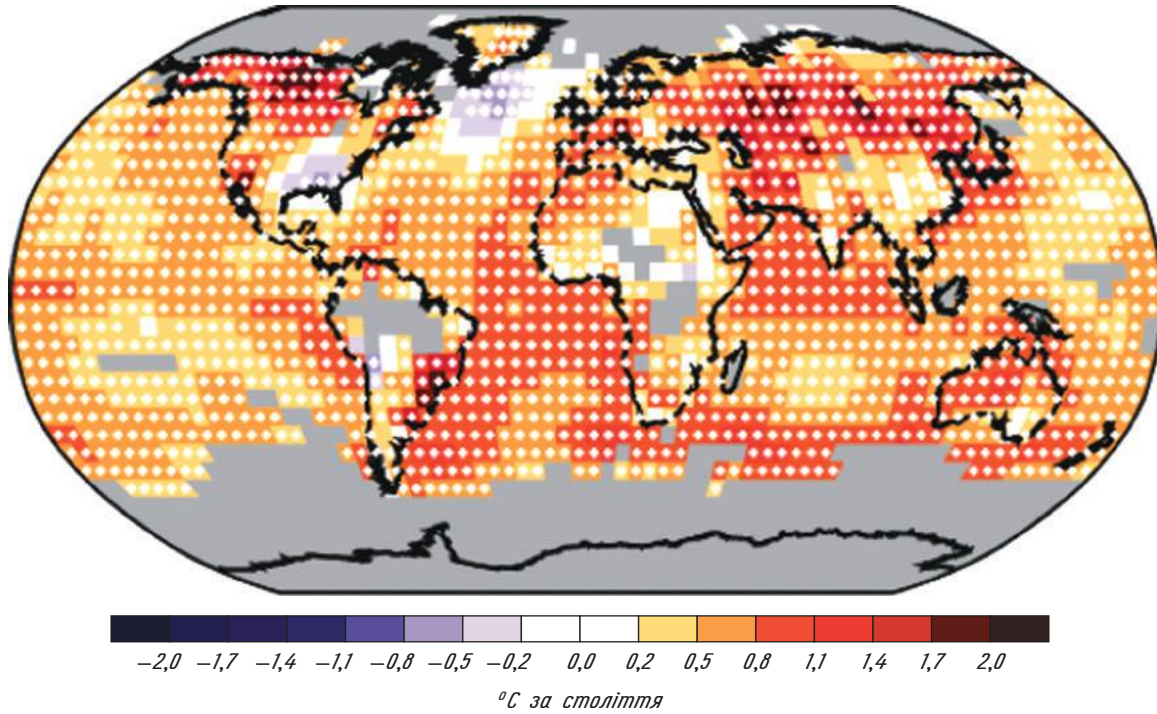


Рис. 5.33. Лінійний тренд річних температур між 1901 і 2005 рр. (°C за століття). Сірим кольором виділені ті області, де існуючих даних недостатньо для розрахунку надійних змін. Вважається, що для розрахунку тренда у період між 1901 і 2005 рр. мінімально необхідні дані за 66 років, а для розрахунку річних значень мінімально необхідні значення аномалії температури за 10 місяців.

Джерело: Trenberth et al. (2007)

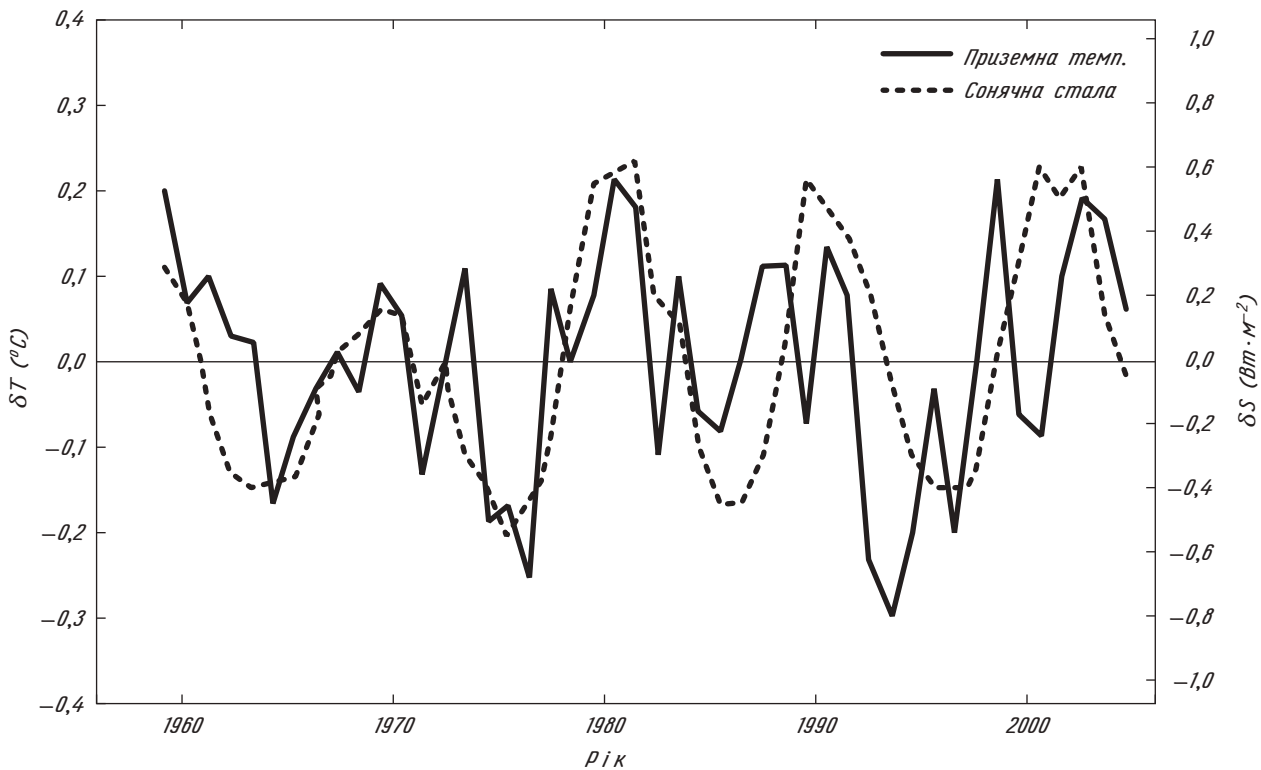
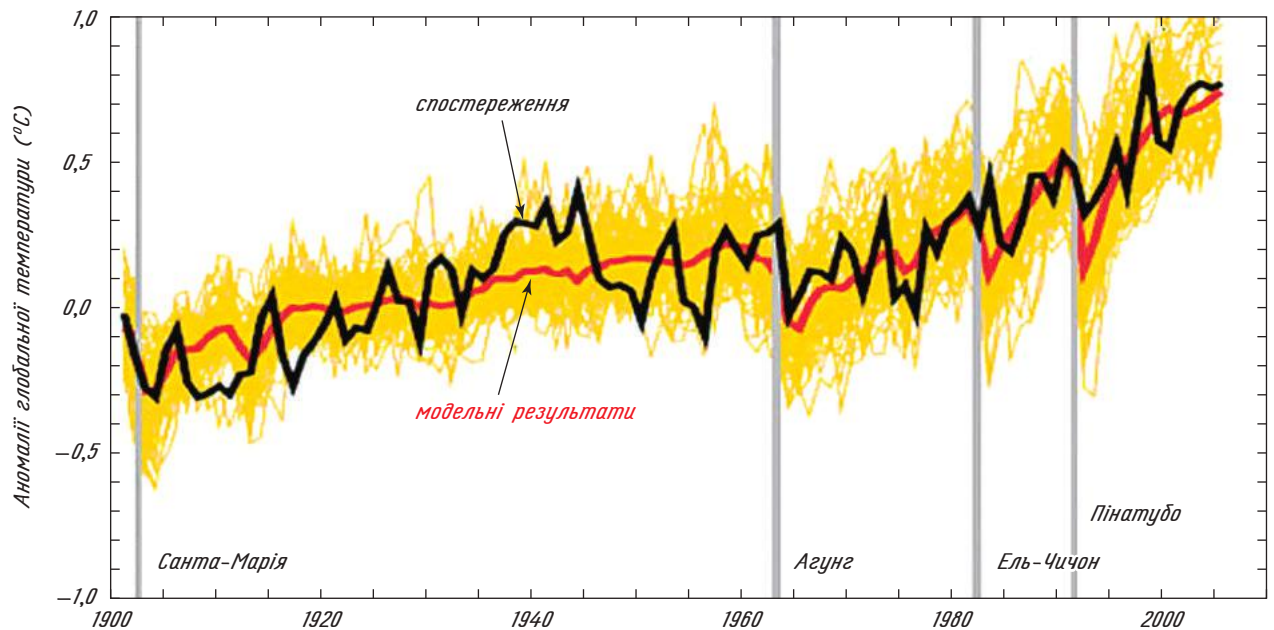


Рис. 5.34. Зміни середньорічної глобальної осередненої приземної температури повітря з виключенням лінійного тренда потепління за період з 1959 по 2004 рік (безперервна лінія з масштабом змін ліворуч) у порівнянні із змінами середньорічної сонячної сталої (переривчаста лінія з масштабом змін праворуч). Джерело: Camp C. D. and Tung K. K. (2007)

сталої в межах сонячного 11-річного циклу протягом другої половини ХХ століття не перевищує  $0,2\text{ }^{\circ}\text{C}$  (див. рис. 5.34). Таким чином, цей природний форсинг поряд з іншими (наприклад, потужні вулканічні виверження) може пояснити варіації виявленого вікового тренда до потепління (див. рис. 5.32), але цього явно недостатньо для пояснення причин всього кліматичного тренда та його значень.

Широко відомий факт, що коли враховуються тільки форсинги, зумовлені природними факторами, кліматичні моделі не можуть відтворити потепління, що відбувається. І навпаки, якщо в моделі включається антропогенний форсинг, їх результати узгоджуються із спостережуваними змінами (див. рис. 5.35). Домінуючим антропогенним форсингом є зростання концентрації парникових газів в атмосфері. У порівнянні з перед-

а) Моделювання з врахуванням антропогенних і природних форсингів



б) Моделювання з врахуванням тільки природних форсингів

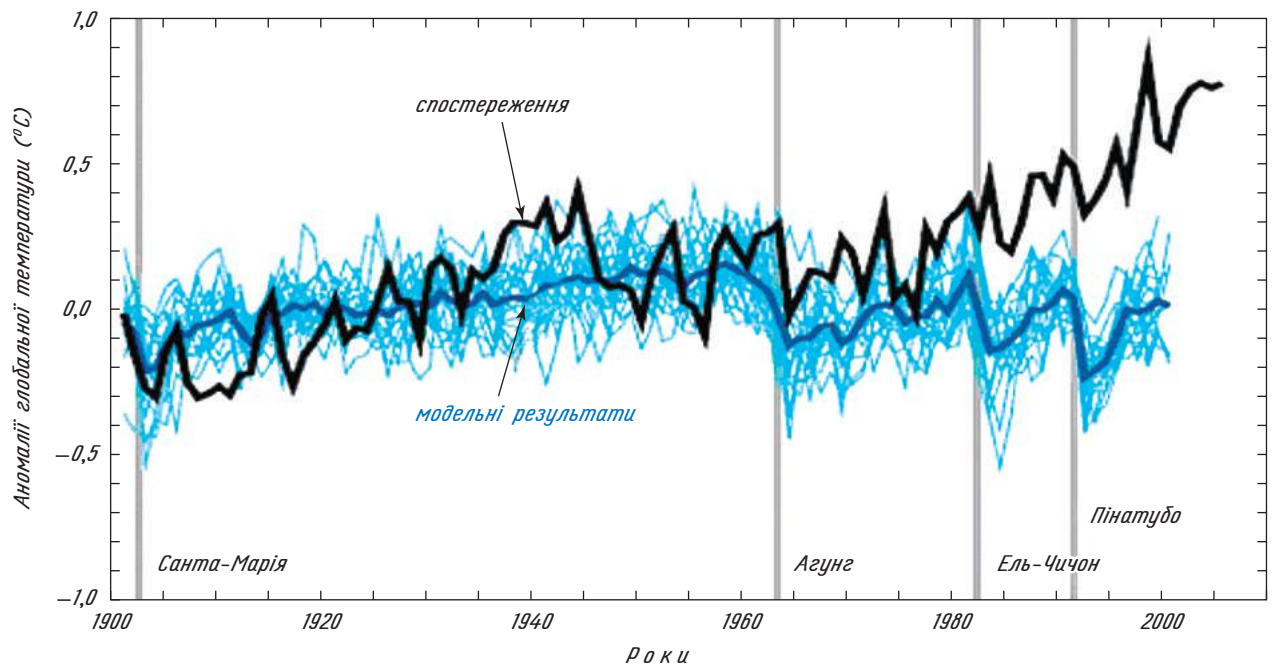


Рис. 5.35. Порівняння змін глобальної середньої температури, що спостерігалися у ХХ столітті (чорна лінія) з результатами моделювання кліматичних змін з урахуванням: (а) природних та антропогенних форсингів (червона лінія) та (б) тільки природних форсингів (синя лінія). Сіріми вертикальними лініями з назвами показані найбільш потужні виверження вулканів у ХХ столітті. Джерело: *Climate Change 2007*

індустріальними умовами цей процес зумовив сильний радіаційний форсинг, який оцінюється на 2000 рік майже в  $2 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$  (див. п. 4.1.2).

Хоча вплив емісії сульфатних аерозолів внаслідок людських дій відомий не так точно, як для парникових газів, але одним з найзначніших його ефектів є сумарний від'ємний радіаційний форсинг, який частково компенсує потепління за рахунок парникових газів.

Людство своїми діями також сильно впливало на землекористування, зокрема через вирубку лісу. Це змінює хімічний склад атмосфери, наприклад, коли спалюють ліс, вивільнюється  $\text{CO}_2$ . Ці дії також змінюють фізичні характеристики поверхні, в т. ч. альбедо, шорсткість і параметри випаровування. Тоді як більшість антропогенних змін концентрації парникових газів і аерозолів сульфатів відбулися за останні 150 років, зміни у землекористуванні почалися в деяких регіонах тисячі років тому і звичайно мали вплив на клімат на регіональному і, можливо, глобальному масштабах.

Таким чином, вельми вірогідно, значні зміни, що відбулися у кліматичній системі у недавньому минулому, знаходяться за межами діапазону природної мінливості у часовому масштабі від десятиліть до століття. В той же час ці зміни добре описуються кліматичними моделями, які враховують існуючий антропогенний форсинг.

Все це привело IPCC до висновку, який включено до її 4-го звіту, про те, що: «*дуже вірогідно, що саме антропогенне зростання парникових газів спричинило більшу частину зростання глобальної середньої температури, яке спостерігається з середини ХХ століття. Збільшення тільки концентрації парникових газів, без ефекту охолодження, пов'язаного з атмосферними аерозолями, ймовірно, спричинило би більше зростання глобальної середньої температури, ніж то, що спостерігається протягом останніх 50 років*» (Solomon et al., 2007). Термін «дуже вірогідно» в цьому реченні означає вірогідність вище ніж 90 %, в той час як термін «ймовірно» відповідає рівню 66 % вірогідності. Зміни клімату, що очікуються в майбутньому, будуть розглянуті у наступному розділі.

#### Використана література та література для поглибленого вивчення

Бараш М. С. Влияние факторов среды на развитие биоты океанов в Неогене / Бараш М. С. // Океанология. — 2011. — Т. 51, № 2. — С. 319—328.

Вакуленко Н. В. Особенности календаря циклов позднего плейстоцена / Вакуленко Н. В., Котляков В. М. и др. // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. — 2007. — Т. 43, № 6. — С. 773—782.

Вакуленко Н. В. О бифуркации умножения периода ледниковых циклов в начале плейстоцена / Ваку-

ленко Н. В. и др. // Доклады РАН. — 2011. — Т. 436, № 5. — С. 541—544.

Елисеев А. В. Влияние учета радиационного эффекта изменения альбедо поверхности суши при земледельческом воспроизведении климата XVI—XXI веков / Елисеев А. В., Мохов И. И. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. — 2011. — Т. 47, № 1. — С. 18—34.

Кислов А. В. Климат в прошлом, настоящем и будущем / Кислов А. В. — М.: Наука / Интерпериодика, 2001. — 351 с.

Котляков В. М. Изменения баланса массы антарктического ледникового покрова за 50 лет / Котляков В. М., Москалевский М. Ю., Васильев Л. Н. // Доклады РАН. — 2011. — Т. 438, № 2. — С. 263—266.

Логинов В. Ф. Глобальные и региональные изменения климата: причины и следствия / Логинов В. Ф. — Минск: ТетраСистемс, 2008. — 496 с.

Монин А. С. История Земли / Монин А. С. — Л.: Наука, 1977. — 228 с.

Морозова А. Л. Климат Центральной Европы XVI—XX вв. и вековые вариации солнечной активности / Морозова А. Л., Пудовкин М. И. // Геомагнетизм и аэрономия. — 2000. — Т. 40, № 6. — С. 68—75.

Полонский А. Б. Роль океана в изменениях климата / Полонский А. Б. — К.: Наукова думка, 2008. — 183 с.

Полонский А. Б. Глобальное потепление, крупномасштабные процессы в системе океан—атмосфера, термохалинная катастрофа и их влияние на климат Атлантического-Европейского региона / Полонский А. Б. — Севастополь: МГИ, 2008. — 45 с.

Сорохтин О. Г. Развитие Земли / Сорохтин О. Г., Ушаков С. А. — М.: МГУ, 2002. — 506 с.

Сорохтин О. Г. Эволюция и прогноз изменений глобального климата Земли / Сорохтин О. Г.; Ин-т компьютерн. Исслед.; НИЦ «Регуляция и хаотическая динамика». — М.: Ижевск, 2006. — 88 с.

Benestad R. E. (2002). Solar Activity and Earth's Climate. — Springer-Praxis. 287 pp.

Berger A. L. (1978). Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes. // J. Atmos. Sci. 35: 2363—2367.

Berger A. and Loutre M. F. (1991). Insolation values for the last 1000000 years. // Quaternary Science Reviews, 10, 4, 297—317.

Berger A. and Loutre M. F. (2003). Climate 400,000 years ago, a key to the future?. In: Earth's Climate and Orbital Eccentricity. The marine isotope stage 11 question. A.W.Droxler, R.Z.Poore, L.H.Burckle (Eds). Geophysical Monograph 137. AGU, Washington, DC, 17—26.

Brohan P., Kennedy J. J., Harris I., Tett S. F. B. and Jones P. D. (2006). Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: A new data set from 1850. // J. Geophys. Res. 111 (D12): Art. No. D12106.

Camp C. D. and Tung K. K. (2007). Surface warming by the solar cycle as revealed by the composite mean difference projection. // Geophysical Research Letters, Vol. 34, L14703.

Cazenave A. et al., (2008). Sea level budget over 2003—2008: A reevaluation from GRACE space gravimetry, satellite altimetry and ARGO. // Global and Planetary Change 65, 83—88.

- Church, J. A. and White N. J. (2006) A 20<sup>th</sup> century acceleration in global sea-level rise. // *Geophysical Research Letters* 33, L01602.
- Claussen M. (2009) Late Quaternary vegetation — climate feedbacks. *Climate of the Past* 5, 203—216. Available at <http://www.clim-past.net/5/203/2009/cp-5-203-2009.pdf>.
- Cobb Kim M., Westphal Niko, Sayani Hussein R., Watson Jordan T., Di Lorenzo Emanuele, Cheng H., Edwards R. L., Charles Christopher D. (2013) Highly Variable El Niño-Southern Oscillation Throughout the Holocene. *Science*, Vol. 339, No. 6115, pp. 67—70. DOI: 10.1126/science.1228246
- Committee on Abrupt Climate Change, National Research Council (2002). *Abrupt Climate Change: Inevitable Surprises*. Freely available at [http://books.nap.edu/openbook.php? isbn=0309074347](http://books.nap.edu/openbook.php?isbn=0309074347).
- The Copenhagen Diagnosis, 2009: Updating the World on the Latest Climate Science. I. Allison, N. L. Bindoff, R. A. Bindshadler, P. M. Cox, N. de Noblet, M. H. England, J. E. Francis, N. Gruber, A. M. Haywood, D. J. Karoly, G. Kaser, C. Le Quéré, T. M. Lenton, M. E. Mann, B. I. McNeil, A. J. Pitman, S. Rahmstorf, E. Rignot, H. J. Schellnhuber, S. H. Schneider, S. C. Sherwood, R. C. J. Somerville, K. Steffen, E. J. Steig, M. Visbeck, A. J. Weaver. — The University of New South Wales Climate Change Research Centre (CCRC), Sydney, Australia, 60pp.
- Cuffey K. M. and Clow G. D. (1997). Temperature, accumulation, and ice sheet elevation in central Greenland through the last deglacial transition. // *J. Geophys. Res.* 102, 26,383—26,396.
- Goosse H., Barriat P. Y., Lefebvre W., Loutre M. F. and Zunz V. (2009). Introduction to climate dynamics and climate modeling. — NOAA-CIRES Clim. Diag. Cent. Boulder, Colorado.
- Gong D. and Wang S. (1999). Definition of Antarctic oscillation index. // *Geophys. Res. Lett.* 26(4):459—462.
- Hurrell J. W., Kushnir Y., Visbeck M. and Ottersen G. (2003). An Overview of the North Atlantic Oscillation. *The North Atlantic Oscillation: Climate Significance and Environmental Impact*, J. W. Hurrell, Y. Kushnir, G. Ottersen and M. Visbeck, Eds. *Geophysical Monograph Series*, 134, pp. 1—35. Available at <http://www.cgd.ucar.edu/cas/jhurrell/publications.html>.
- Imbrie J., Hays J., Martinson D. G., McIntyre A., Mix A. C., Morley J. J., Pisias N. G., Prell W. L., and Shackleton N. J. (1984). The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine 18O record. In: “*Milankovitch and Climate*”, A. Berger, J. Imbrie, J. Hays, G. Kukla, B. Saltzman (eds.), 269—305. — D. Reidel Publ. Comp., Dordrecht, Holland.
- Climate Change 2007. IPCC (2007)*. The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor and H. L. Miller (eds.)]. — Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Jansen, E., Overpeck J., Briffa K. R., Duplessy J.-C., Joos F., Masson-Delmotte V., Olago D., Otto-Bliesner B., Peltier W. R., Rahmstorf S., Ramesh R., Raynaud D., Rind D., Solomina O., Villalba R. and Zhang D. (2007). Palaeoclimate. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor and H. L. Miller (eds.)]. — Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Jones P. D. and Mann M. E. (2004). Climate over past millennia. // *Rev. Geophys.* 42(2) : RG2002, DOI 10.1029/2003RG000143
- Kalnay E. and twenty-one others (1996). The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 77: 437—471
- Lisiecki, L. E. and Raymo M. E. (2005). A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $\delta^{18}\text{O}$  records. // *Paleoceanography* 20: PA1003, doi: 10.1029/2004PA001071.
- Oldenborgh G. J. van, Balmaseda M. A., Ferranti L., Stockdale T. N. and Anderson D. L. T. (2004). Evaluation of atmospheric fields from the ECMWF seasonal forecasts over a 15 year period. // *J. Climate* 18: 2970—2989.
- Petit J. R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N. I., Barnola J. M., Basile I., Bender M., Chapellaz J., Davis M., Delaaygue G., Delmotte M., Kotlyakov V. M., Legrand M., Lipenkov V. Y., Lorius C., Pépin L., Ritz C., Saltzman E., and Stievenard M. (1999). Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from Vostok ice core, Antarctica. // *Nature*, 399 (6735): 429—436.
- Rayner N. A., D.E. Parker, E.B. Horton, C.K. Folland, L.V. Alexander, D.P. Rowell, E.C. Kent and A. Kaplan (2003). Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and nigh marine aire temperature since the late nineteenth century. // *J. Geophys. Res.* 108 (D14): 4407, doi:10.1029/2002JD002670
- Ropelewski C.F., and M.S. Halpert (1987). Global and regional precipitation associated with El Niño/Southern Oscillation. *Mon. Wea. Review* 115: 1606—1626.
- Royer, D.L., R. A. Berner and J. Park (2007). Climate sensitivity constrained by CO<sub>2</sub> concentrations over the past 420 million years. *Nature* 446: 530—532.
- Solomon, S., D. Qin, M. Manning, R. B. Alley, T. Berntsen, N. L. Bindoff, Z. Chen, A. Chidthaisong, J. M. Gregory, G. C. Hegerl, M. Heimann, B. Hewitson, B. J. Hoskins, F. Joos, J. Jouzel, V. Kattsov, U. Lohmann, T. Matsuno, M. Molina, N. Nicholls, J. Overpeck, G. Raga, V. Ramaswamy, J. Ren, M. Rusticucci, R. Somerville, T. F. Stocker, P. Whetton, R. A. Wood and D. Wratt (2007). Technical Summary. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor and H. L. Miller (eds.)]. — Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Sterl A., G. J. van Oldenborgh, W. Hazeleger and G. Burgers (2007). On the robustness of ENSO teleconnections. // *Climate Dynamics* 2: 469—485.
- Trenberth, K. E., P. D. Jones, P. Ambenje, R. Bojariu, D. Easterling, A. Klein Tank, D. Parker, F. Rahimzadeh, J. A. Renwick, M. Rusticucci, B. Soden and P. Zhai, 2007: Observations: Surface and Atmospheric Climate Change. In: *Climate Change 2007: The Physi-*

cal Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor and H. L. Miller (eds.)]. — Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Wallace, J. M. and D. S. Gutzler (1981). Teleconnections in the Geopotential Height Field during the Northern Hemisphere Winter. // *Mon. Wea. Review*. 109. 784—812.

Wanner, H., S. Brönnimann, C. Casty, D. Gyalistras, J. Luterbacher, C. Schmutz, D. B. Stephenson, and E. Xoplaki (2001). North Atlantic Oscillation — concepts and studies. // *Surveys in Geophysics*, 22, 321—382.

Xie, P., and P. A. Arkin, 1997: Global Precipitation: A 17-Year Monthly Analysis Based on Gauge Observations, Satellite Estimates, and Numerical Model Outputs // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 78, 2539—2558.

Zachos J. C., G. R. Dickens and R. E. Zeebe (2008). An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics // *Nature* 451: 279—283.

## Питання для самоперевірки

### 1. Питання, на яких необхідно сконцентрувати увагу при вивченні розділу

Загальний погляд на причини змін клімату — зовнішні збурення та внутрішня мінливість глобальної кліматичної системи.

Основні механізми внутрішньої кліматичної мінливості (Ель-Ніньо — Південне коливання, Північно-атлантичне коливання, Арктичне коливання, Південна кільцева мода).

Основні риси докембрійського клімату та можливі механізми його формування і коливаль.

Основні риси клімату Фанерозою та можливі механізми його формування і коливаль.

Основні риси кайнозойського клімату та можливі механізми його формування і коливаль.

Орбітальна теорія палеокліматів.

Вплив змін характеристик орбіти Землі на формування льодовикових—міжльодовикових кліматичних циклів впродовж останнього мільйона років.

Можливі механізми коливаль концентрації CO<sub>2</sub> в атмосфері впродовж льодовикових—міжльодовикових циклів.

Характеристика кліматичних умов Голоцену та можливі механізми їх змін.

Характеристика кліматичних умов останнього тисячоліття та можливі механізми їх змін.

Характеристика кліматичних умов індустріального періоду та можливі механізми їх змін.

### 2. Питання для перевірки знань

1. Останні 50 мільйонів років (починаючи з кліматичного оптимуму раннього Еоцену) температура повітря зменшувалася внаслідок:

— зменшення концентрації CO<sub>2</sub> в атмосфері;  
— довготривалого зменшення сонячного випромінювання;

— зміни параметрів орбіти Землі, що привело до змін у розподілі сонячної інсоляції на земній поверхні.

2. Явище Ель-Ніньо пов'язано з:

— зменшенням кількості опадів у північній Австралії;

— меншим, ніж у нормі, градієнтом атмосферного тиску на рівні моря (SLP) між східними та західними екваторіальними районами Тихого океану;

— потеплінням океанських вод поблизу узбережжя Перу.

3. Додатна фаза Південно-атлантичного коливання пов'язана з:

— зменшенням температури повітря над Лабрадорським морем;

— зменшенням взимку температури над північною Європою та Азією;

— посиленням західних повітряних потоків над північною Атлантикою.

4. 4,6 мільярда років тому, коли відбулося формування Землі як планети, сонячне випромінювання було на 30 % меншим, ніж зараз. Але Земля не була повністю покрита льодом головним чином завдяки:

— більш потужному парниковому ефекту;

— постійному бомбардуванню поверхні Землі малими астероїдами та метеоритами, що вивільняло велику кількість енергії;

— меншому альбедо земної поверхні через відсутність у той час рослинності.

5. Часові масштаби кліматичних коливаль спричиняються:

— часовими масштабами зовнішнього форсингу та внутрішньою динамікою кліматичної системи;

— внутрішньою динамікою кліматичної системи;

— часовими масштабами зовнішнього форсингу.

6. Кисень, що вивільняється в процесі фотосинтезу, змінив хімічний склад атмосфери. Вважається, що це спричинило охолодження земної поверхні завдяки:

— прямому радіаційному впливу кисню;

— більш швидкому окисненню метану, що привело до зменшення його концентрації в атмосфері.

7. В екваторіальних районах Тихого океану зворотний зв'язок Б'єркнеса є додатним зв'язком, який пов'язує інтенсивність східних повітряних потоків із зональним градієнтом температури поверхні океану (SST):

а) це речення вірне;

б) це речення невірне.

8. Великомасштабна у часі еволюція вуглецевого кругообігу у Фанерозої головним чином спричинена змінами у:

— дегазації, пов'язаними з метаморфізмом і субдукцією;

— обміні вуглецем між атмосферою та континентальною біосферою, що приводило до захоронення вуглецю у ґрунті;

— процесах атмосферного руйнування та седиментації;

— процесах захоронення на глибині органічної речовини;

— ефективності океанського конвеєра поживних речовин.

9. Домінуючими природними форсингами, які управляли кліматом останнього тисячоліття до початку індустріальної ери, були:

— сонячний форсинг (зміни сонячної сталої);

— орбітальний форсинг (зміни параметрів орбіти Землі);

— пиловий форсинг (зміни у концентрації пилу в атмосфері);

— вулканічний форсинг (пов'язаний з вкиданням в стратосферу великої кількості аерозолів).

10. Впродовж останнього тисячоліття регіональні зміни клімату зумовлені головним чином відгуком кліматичної системи на зовнішнє збурення:

а) це речення вірне;

б) це речення невірне.

11. Ексцентриситет земної орбіти навколо Сонця впливає на сумарну по всій поверхні Землі середньорічну інсоляцію:

а) це речення вірне;

б) це речення невірне.

12. В орбітальній теорії палеоклімату кількість літньої інсоляції у високих широтах є критичною при поясненні розвитку льодовикових—міжльодовикових циклів, тому що:

— це впливає на потужність західних повітряних потоків і таким чином управляє припливом вологого повітря на континенти;

— це впливає на потужність глибинної океанічної циркуляції;

— це впливає на інтенсивність літнього танення снігового покриву на континентах.

13. Пов'язана із змінами відстані Землі до Сонця у момент літнього сонцестояння, кліматична прецесія:

— не впливає на сумарну по всій поверхні Землі середньорічну інсоляцію;

— не впливає на середньорічну інсоляцію у конкретній точці поверхні Землі;

— відіграє домінуючу роль у коливаннях інсоляції у низьких та середніх широтах.

14. Зменшення літньої інсоляції у Північній півкулі, починаючи з Раннього Голоцену, призвело до:

— спустелювання Сахари;

— загального літнього охолодження у високих та середніх широтах Північної півкулі;

— інтенсифікації літніх мусонів.

15. Головною причиною зменшення у порівнянні з міжльодовиковими періодами концентрації  $\text{CO}_2$  в атмосфері на 80 ppm протягом льодовикових періодів є:

— зміни розчинності  $\text{CO}_2$  в океані внаслідок загального охолодження;

— зміни у процесах атмосферного руйнування, пов'язані з більш сухими умовами, що спостерігалися на континентах;

— змінами у континентальній біосфері;

— змінами у розподілі в Світовому океані ALK і DIC.

16. Приземне потепління, що спостерігається останні 150 років:

— можна пояснити сумарним відгуком кліматичної системи на антропогенний форсинг, природний форсинг та внутрішню мінливість;

— можна пояснити сумарним відгуком кліматичної системи на природний форсинг та внутрішню мінливість.

17. Кліматичні умови протягом Голоцену, зафіксовані у льодяних кернах з Гренландії, є більш сталими, ніж ті, що спостерігалися у попередній льодовиковий період та час руйнування зледеніння.

а) це речення вірне;

б) це речення невірне.

18. Схилення екліптики, яке визначається як кут між площиною екліптики та площиною небесного екватора, головним чином впливає на амплітуду сезонного циклу інсоляції у високих широтах,

— але не впливає на середньорічну інсоляцію у кожній точці поверхні Землі;

— але не впливає на сумарну по всій поверхні Землі середньорічну інсоляцію.

### 6.1. СЦЕНАРІЇ ВИКИДІВ

#### 6.1.1. Мета сценаріїв та їх розробка

Як вже зазначалося у розд. 5, у минулому коливання клімату були пов'язані з відповідними за часом змінами у форсингах. Тому для «передбачення» стану клімату у XXI і наступних століттях необхідно оцінити значення майбутніх змін цих форсингів. Це завдання було реалізовано шляхом розробки *сценаріїв викидів* парникових газів, аерозолів, різних забруднюючих агентів в атмосферу (т. зв. «*кіотська корзина газів*») внаслідок розвитку енергетики, промисловості та землекористування. Ці сценарії залежать від багатьох чітко не визначених параметрів (що відзначається нижче), через це існує деяка невизначеність в оцінках майбутніх змін клімату,

пов'язаних з цими чинниками (див. рис. 6.8). Саме цим зумовлена перевага у використанні в науковій літературі терміна «*проекція клімату*» на відміну від терміна «*прогноз клімату*», оскільки це підкреслює той факт, що результати моделювання залежать від вибраного сценарію і гіпотези, на якій базується цей сценарій. Ці сценарії використовуються також для аналізу впливу, адаптації і вразливості щодо майбутніх змін, тобто забезпечують послідовний підхід для аналізу соціально-економічних і кліматичних проблем.

В останні роки і десятиріччя були запропоновані різні види сценаріїв. У 4-му оціночному звіті IPCC (AR4) проекції клімату базуються на сценаріях SRES (*Спеціальний звіт по сценаріях викидів*, див. п. 6.1.2), які покривають все XXI століття. Ці сценарії були одержані шляхом послідовних розрахунків і оцінок (рис. 6.1). Спо-

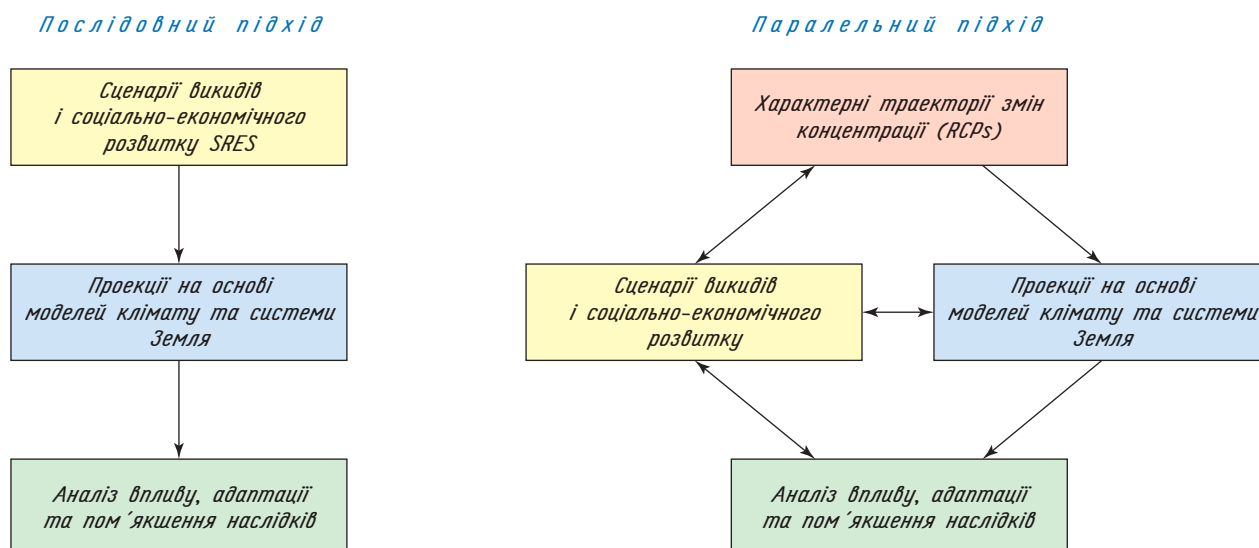


Рис. 6.1. Послідовний і паралельний підходи до розробки сценаріїв. На відміну від послідовного підходу, в паралельному підході проекції на основі моделей (що базуються на RCPs) клімату і вибір сценаріїв викидів і соціально-економічного розвитку (у відповідності з вибраними RCPs) виконуються паралельно.

Джерело: Moss et al. (2007)

чатку необхідно було визначити головні рушійні фактори, що впливають на викиди залежно від демографічного, суспільного і економічного розвитку. Для цього було оцінено приріст населення, майбутні інтенсивність господарської діяльності та рівень товарообміну між різними країнами, альтернативи/можливості розвитку технології у різних країнах і т. п. На підставі цих оцінок за допомогою моделей були розраховані сценарії майбутніх викидів парникових газів і аерозолів та змін у землекористуванні. З'ясувалося, що різні комбінації демографічних і соціально-економічних змін можуть приводити до схожих *траєкторій змін викидів*. Наприклад, значний приріст населення у поєднанні з ефективними технологіями і використанням відновлюваної енергії може спричинити зростання викидів, кількість яких аналогічна ситуації з незначним зростанням населення Землі, але з менш ефективними і більш енергоємними технологіями. Крім сценаріїв викидів були розраховані майбутні концентрації парникових газів і аерозолів в атмосфері, що використовуються в кліматичних моделях, які не включають розрахунків глобальних циклів вуглецю та/або аерозолів.

У наступному оціночному звіті IPCC (AR5), що готується, використовується дещо інший підхід — вибрані чотири характерні траєкторії змін концентрації (RCP), що покривають широкий діапазон майбутніх змін радіаційного форсингу (див. п. 6.1.3). На цій основі були розроблені сценарії викидів і концентрацій парникових газів, що відповідають цим чотирьом RCP. А ці сценарії, у свою чергу, стали основою для розрахунків проєкцій клімату. Паралельно були розроблені сценарії можливих соціально-економічних змін, сумісних з вибраними RCP, таких, що забезпечують різні соціально-економічні альтернативи для однієї траєкторії змін концентрації. Для оцінки впливу змін клімату на суспільство в соціально-економічних сценаріях може використовуватися, якщо це потрібно, інформація, яка надається в проєкціях, одержаних з кліматичного моделювання. Такий паралельний підхід підсилює співпрацю між групами вчених, що займаються проєктуванням різних аспектів майбутніх змін. При цьому групам, що займаються моделюванням клімату, достатньо розрахувати за допомогою кліматичних моделей (які потребують дуже багато комп'ютерного часу) невеликий набір сценаріїв викидів, що сильно відрізняються. Другою перевагою нових сценаріїв є те, що вони, окрім класичних, довгострокових оцінок до 2100 р., які ґрунтуються на сценаріях SRES, включають як більш детальні короткострокові оцінки (до 2035 р.), так і стилізовані оцінки приблизно до 2300 р.

Але ані SRES, ані RCP не містять будь-яких розрахунків або посилань на оцінку вірогідності розроблених сценаріїв. Це пов'язано з тим,

що в цих сценаріях використовується багато вихідних елементів, які є дуже непрогнозованими. В результаті всі сценарії потрібно розглядати як розумно можливі та однаково вірогідні.

#### 6.1.2. Спеціальний звіт по сценаріях викидів (SRES)

Серед нескінченного числа можливих альтернативних сценаріїв майбутнього були запропоновані чотири *сценарні сім'ї*, що охоплюють 40 сценаріїв SRES, які покривають широкий діапазон можливих змін. Кожна така сім'я (A1, A2, B1 та B2) включає так званий «сюжет», який послідовно описує зроблений вибір розвитку подій. Ці чотири сім'ї можна дуже стисло описати таким чином (для більш конкретної інформації див. *Nakicenovic and Swart, 2000*):

1) Сім'я A1 відповідає найбільш швидкому економічному зростанню, низьким темпам зростання населення і швидкому впровадженню ефективних технологій. Сім'я A1 припускає розвиток інтенсивного товарообміну між різними країнами і зменшення регіональних відмінностей в прибутках на душу населення.

2) Сім'я A2 («найгірший сюжет») відповідає сценарію повільного зближення між регіонами і високого приросту населення. Основною темою є самозабезпечення і збереження місцевої самотності. Економічний розвиток має головним чином регіональну спрямованість, а економічне зростання в розрахунку на душу населення і технологічні зміни є більш фрагментарними і повільними в порівнянні з іншими сюжетними лініями. Це дуже неоднорідний світ, в якому зберігаються існуючі реалії «бізнесу як завжди».

3) Сім'я B1 («найбільш оптимістичний сюжет») відповідає умовам низького приросту населення і значним темпам глобалізації економіки, як і в сюжетній траєкторії A1. Але, на відміну від сюжету A1, найбільш швидкі зміни відбуваються у напрямі розвитку сервісної та інформаційної економіки із зменшенням ресурсоемності матеріального виробництва, впровадженням чистих і ресурсозберігаючих технологій, обумовлених вимогами світової кліматичної політики.

4) Сім'я B2 відповідає проміжним темпам зростання населення і економіки у порівнянні з сюжетними сім'ями B1 і A1, а також з менш швидким впровадженням нових технологій. Головна увага приділяється вирішенню проблем економічної, соціальної і екологічної сталості на місцевому та регіональному рівнях на відміну від сюжету B1, де ці проблеми вирішуються на глобальному рівні.

Базуючись на цих сюжетних сім'ях, різними групами дослідників у межах кожної сім'ї були запропоновані різні сценарії майбутніх змін за-

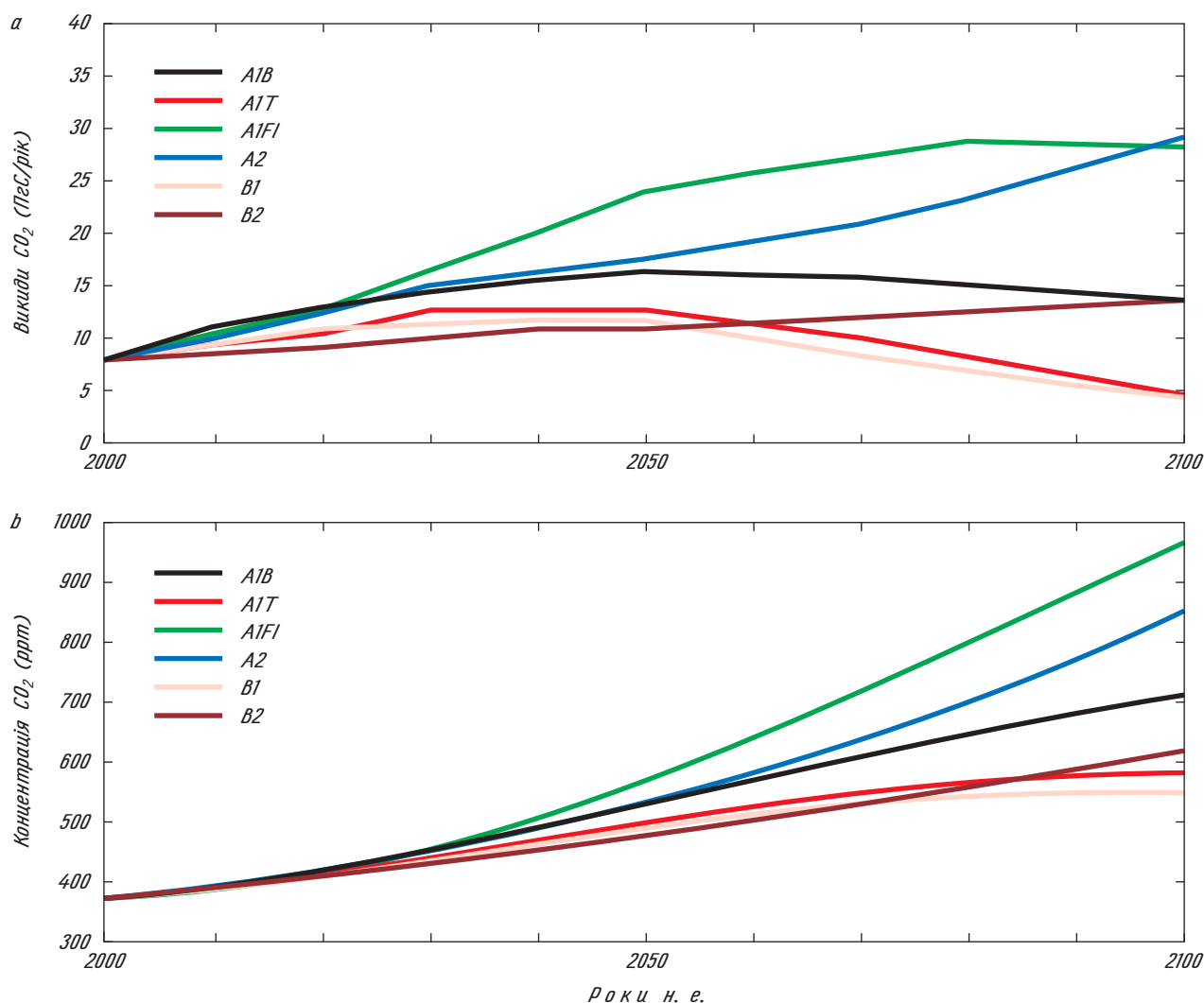


Рис. 6.2. Динаміка: (а) глобальних викидів (у ГтС за рік) і (б) концентрації CO<sub>2</sub> в атмосфері (у ppm) за 6 ілюстративними сценаріями SRES (A1B, A1T, A1FI, A2, B1, B2). Джерело: Goosse H. et al. (2009)

лежно від переваги тих чи інших параметрів, з яких були відібрані чотири характерних сценарії по одному з кожного сюжету (див. рис. 6.2). Крім того, сім'я A1 розділена на групи, які дають опис альтернативних варіантів майбутніх технологічних змін в енергетичній системі. Ці групи відрізняються своїм центральним технологічним елементом майбутньої енергетики. Так, група A1FI характеризується переважною часткою використання викопних органічних видів палива в майбутній енергетичній системі, група A1T — переважним використанням невикопних джерел енергії, а група A1B — рівновагою між всіма джерелами (де рівновага визначається як не дуже велика залежність від одного конкретного джерела енергії, виходячи з того, що відносно всіх технологій енергопостачання і кінцевого використання будуть існувати приблизно однакові темпи підвищення ефективності). В результаті для розрахунків проєкцій майбутнього клімату були використані шість ілюстративних сценаріїв викидів (див. п. 6.2).

Важливо пам'ятати, що жоден з цих сюжетних сценаріїв не містить будь-яких чітких кліматичних ініціатив або регулюючих вимог, пов'язаних з кліматом, хоча політичні альтернативи, описані в різних сценаріях, звісно мають істотний вплив на викиди парникових газів і аерозолів.

У всіх шести ілюстративних сценаріях протягом перших десятиліть XXI століття глобальні викиди CO<sub>2</sub> зростають (рис. 6.2, а). Ця тенденція в трьох сценаріях продовжується до 2100, а в сценаріях A1T, B1 і A1B максимум викидів спостерігається у період 2030 і 2050 роками, а потім відбувається зменшення сумарних викидів. Згідно з розрахунками, що були виконані розробниками сценаріїв, це може призвести до зростання концентрації CO<sub>2</sub> в атмосфері у 2100 р. в сценарії A1FI майже до 1000 ppm і приблизно до 600 ppm в сценарії B1. Найменше розраховане значення концентрації у 2100 р. грубо відповідає подвоєнню концентрації CO<sub>2</sub>, що спостерігалася у передіндустріальний час (близь-

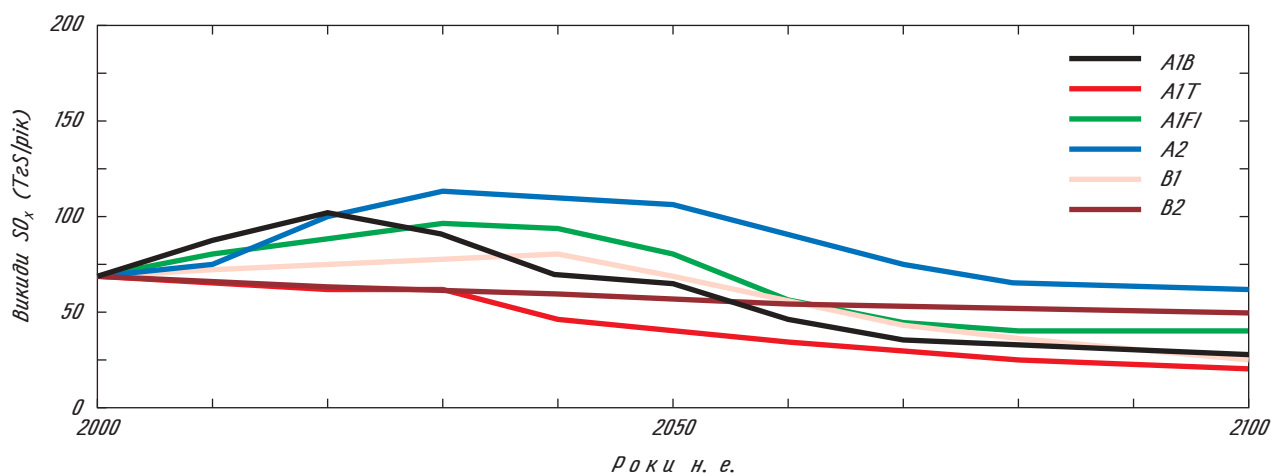


Рис. 6.3. Динаміка глобальних викидів оксидів сульфату (у Тг SO<sub>2</sub> за рік) за 6 ілюстративними сценаріями SRES. Джерело: Goosse H. et al. (2009)

ко 280 ppm, див. п. 2.3.1). Відзначимо, що всі концентрації були розраховані за допомогою конкретної моделі та з використанням певних гіпотез. Якщо ж використати сценарії викидів SRES в кліматичній моделі, яка включає вуглецевий цикл і тому має власне представлення зворотних зв'язків між кліматом та вмістом вуглецю, то, звісно, одержимо концентрації CO<sub>2</sub> в атмосфері, які відрізняються від наведених на рис. 6.2 (див. п. 6.2.3).

Сценарії SRES включають оцінки майбутніх викидів і концентрацій інших парникових газів (наприклад, N<sub>2</sub>O і CH<sub>4</sub>), а також викидів двоокису сірки (SO<sub>2</sub>), через які в атмосфері утворюються сульфатні аерозолі. На відміну від CO<sub>2</sub>, у всіх сценаріях викиди SO<sub>2</sub> досягають свого максимуму протягом першої половини XXI століття, а потім відбувається їх поступове зменшення (див. рис. 6.3) завдяки політиці скорочення забруднення атмосфери у всіх індустріальних країнах. Внаслідок відносної недовговічності цих аерозолів в атмосфері (див. п. 4.1.2.2), зміни концентрації сульфату в атмосфері приблизно збігаються з часовими змінами викидів. У результаті від'ємний радіаційний форсинг, зумовлений впливом аерозолів (див. рис. 4.2), буде зменшуватися протягом більшої частини XXI століття, тоді як додатний форсинг за рахунок парникових газів буде безперервно зростати в більшості сценаріїв.

### 6.1.3. Характерні траєкторії змін концентрації (RCP)

IPCC в своєму наступному аналізі опирається на набір з чотирьох RCP. Найекстремальніша траєкторія RCP8.5 представляє сценарій безперервного зростання радіаційного форсингу протягом XXI століття зі значенням майже 8,5 Вт·м<sup>-2</sup> у 2100 р.

Траєкторії RCP6.0 і RCP4.5 прогнозують стале зростання радіаційного форсингу протягом XXI століття зі значеннями у 2100 р. близько 6,0 і 4,5 Вт·м<sup>-2</sup> відповідно і подальшу стабілізацію цих значень після 2100 р. Ї остання траєкторія RCP3-PD (пік і зниження) передбачає, що радіаційний форсинг досягне максимуму близько 3,0 Вт·м<sup>-2</sup> перед 2100 р., а потім відбудеться його зниження.

Відповідні розраховані глобальні викиди і концентрації CO<sub>2</sub> в атмосфері для цих траєкторій наведені на рис. 6.4. Як й очікувалося, часові зміни концентрації CO<sub>2</sub> в атмосфері, як найбільшого фактора радіаційного форсингу (див. рис. 4.2), збігаються зі змінами радіаційного форсингу протягом XXI століття.

Таким чином, можна побачити, що конструктивно характерні траєкторії вибрані так, щоб діапазон змін викидів покривав широкий спектр можливих сценаріїв — від нульових викидів CO<sub>2</sub> після 2080 р. в траєкторії RCP3-PD до більш ніж 25 ПгС за рік (що більше ніж у 3 рази перевищує викиди у 2000 р.) для траєкторії RCP8.5.

Кожна RCP також включає оцінки викидів значної кількості парникових газів і атмосферних забруднюючих речовин (CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O, хлорфторвуглеці, SO<sub>2</sub>, сажа і т. п.), а також й оцінки майбутніх змін у землекористуванні. Наприклад, у всіх траєкторіях передбачається зменшення викидів SO<sub>2</sub> (рис. 6.5) навіть більше, ніж в SRES (рис. 6.3).

Крім того, для вивчення довгоперіодних змін клімату траєкторії RCP розширені до 2300 р. і навіть до 2500 р. (рис. 6.6). Внаслідок дуже великої невизначеності у визначальних факторах, що впливають на викиди, сценарії на тривалі часові періоди повинні бути як найбільш простими і тому — надзвичайно ідеалізованими. Але вони надають розумний діапазон можливих змін кліматоутворювальних факторів і на основі цього забезпечують розробку кліматичних сценаріїв

на XXI століття, сумісних з RCP, а також показують загальноприйнятну структуру, в якій можна представити результати різних кліматичних моделей. Ще раз відзначимо, що серед різних можливих екстраполяцій у майбутнє сценарії стабілізації радіаційного форсингу виявляються для траєкторій RCP4.5 і RCP6.0. На траекто-

рії RCP3-PD передбачається зменшення форсингу наприкінці XXI століття та подовження цієї тенденції після 2100 р. Траєкторія RCP8.5 описує стан, коли зростання форсингу подовжується, як мінімум, до 2200 р., хоча приріст викидів уповільнюється в другій частині XXI століття і викиди стабілізуються після 2100 р.

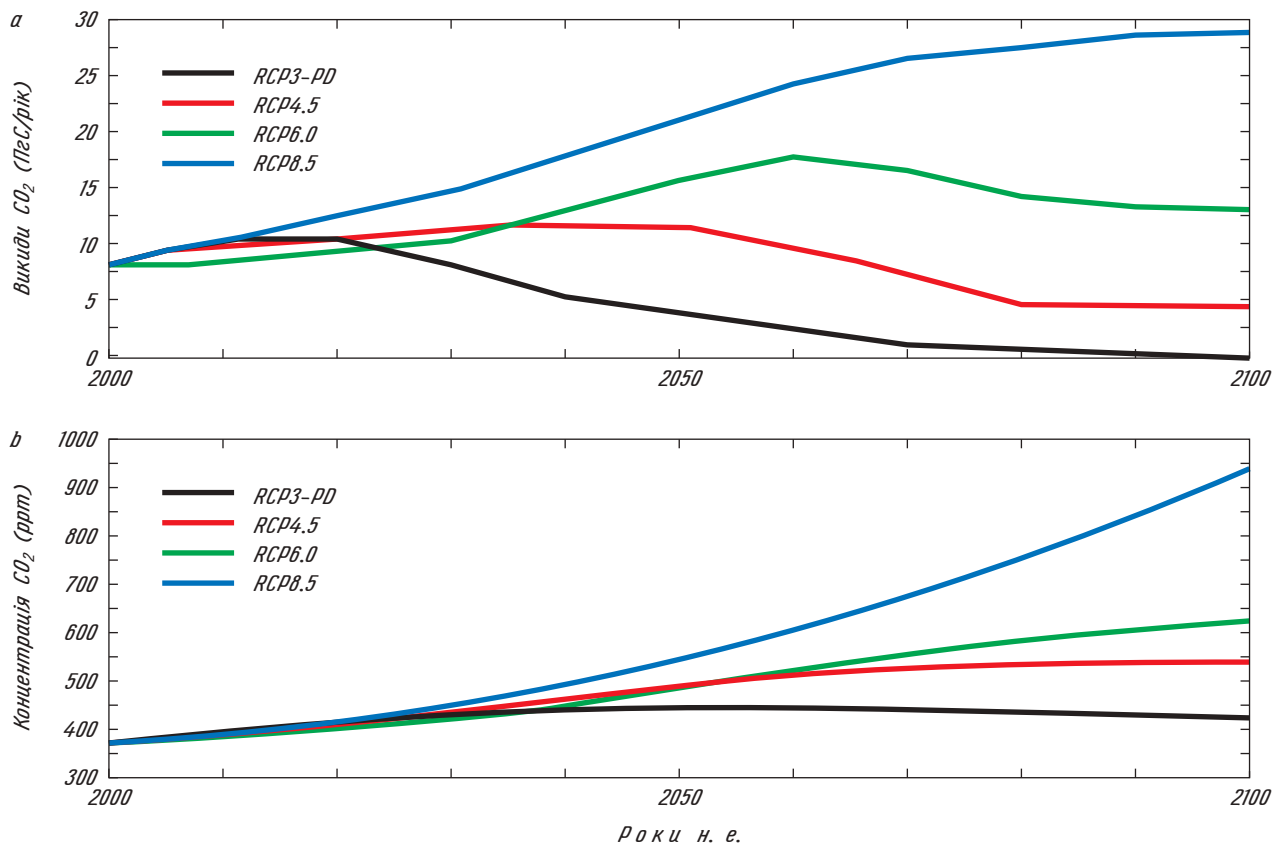


Рис. 6.4. Динаміка: (а) глобальних викидів CO<sub>2</sub> (у ПгС за рік) і (б) концентрації CO<sub>2</sub> в атмосфері (у ppm) для чотирьох траєкторій RCP. Джерело: Goosse H. et al. (2009)

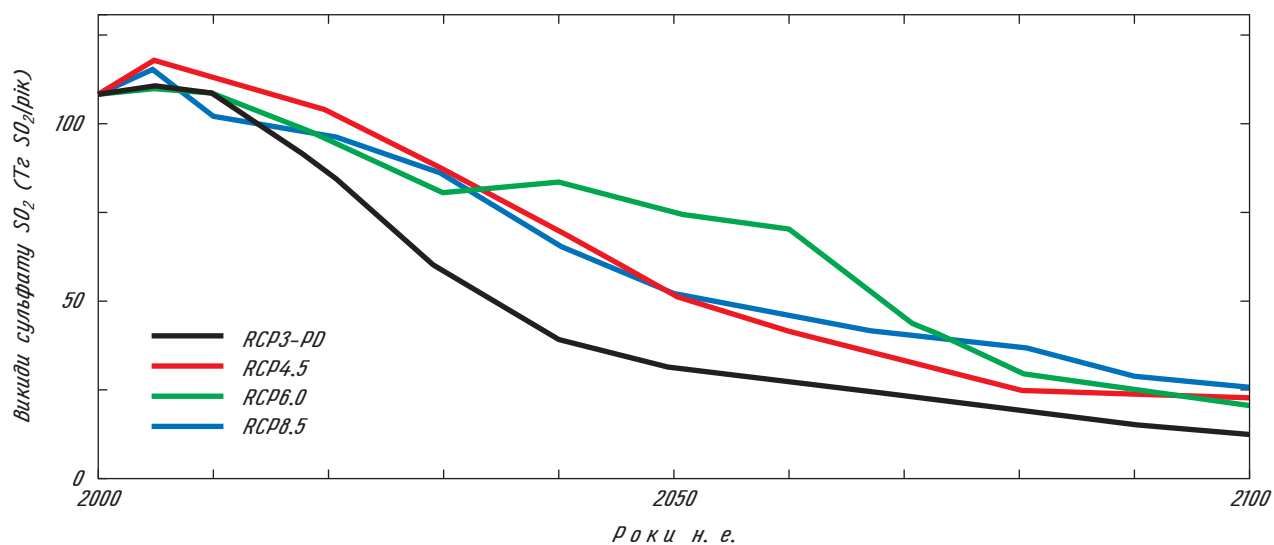


Рис. 6.5. Динаміка глобальних викидів двоокису сірки за чотирма сценаріями RCP (у Tg SO<sub>2</sub> за рік). Джерело: Goosse H. et al. (2009)

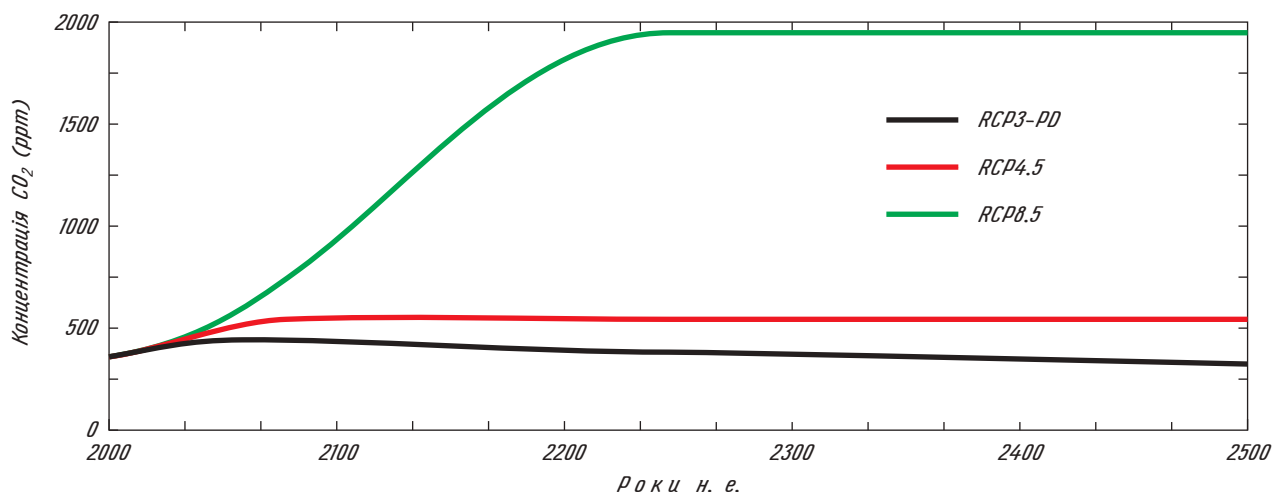


Рис. 6.6. Динаміка концентрації  $\text{CO}_2$  в атмосфері (у ppm) за трьома сценаріями RCP. Джерело: Goosse H. et al. (2009)

## 6.2. ПРОЕКЦІЇ КЛІМАТУ НА XXI СТОЛІТТЯ

### 6.2.1. Зміни глобальної середньої приземної температури

Практично всі доступні модельні розрахунки змін клімату на XXI століття поки що одержані на основі сценаріїв SRES (див. п. 6.1.2). В середньому, за моделями загальної циркуляції (GCM) до 2100 р. очікується потепління приблизно на  $2^\circ\text{C}$  для сценарію B1, ненабагато менше ніж на  $3^\circ\text{C}$  — для сценарію A1B і близько  $3,5^\circ\text{C}$  — для сценарію A2 (рис. 6.7). Існуючі розрахунки за іншими сценаріями показують, що при реалізації сценаріїв A1T і B2 можливе потепління зі значеннями, проміжними між сценаріями B1 і A2, тоді як сценарій A1FI передбачає більше потепління, ніж для A2. Крім цього, широко використовується додатковий сценарій, добре перевірений, — т. зв. «сценарій з незмінним газовим складом», в якому передбачається незмінна з 2000 р. і впродовж всього XXI століття концентрація парникових газів в атмосфері. Навіть в цьому екстремальному випадку розрахунки за GCM-моделями показують глобальне потепління більш ніж на  $0,5^\circ\text{C}$  до 2100 р. (рис. 6.7). Причиною цього є те, що при значеннях форсингу 2000 р. клімат був далеким від рівноваги.

Рис. 6.8 ілюструє наявність невизначеності в проєкціях майбутнього клімату. Перше джерело (т. зв. «невизначеність сценарію») пов'язано з невизначеностями, які існують при розробці сценаріїв, про що мова йшла вище. Друге («модельна невизначеність») є наслідком невизначеностей, що виникають при модельних розрахунках — різні моделі можуть показати різний відгук кліматичної системи на однаковий форсинг.

Це джерело наведено на рис. 6.7 за допомогою діапазону, в якому коливаються результати сценарію за різними моделями.

Існує і третя додаткова невизначеність («природна невизначеність»), що пов'язана з існуванням внутрішньої мінливості кліматичної системи, тобто природні коливання в цій системі відбуваються навіть за відсутності будь-якої зміни радіаційного форсингу — т. зв. вільні власні коливання або «автоколивання».

Для розрахованих проєкцій клімату можна визначити також відносний вплив трьох джерел невизначеності для різних часових періодів (які відомі як *періоди випередження*). Вплив на зміни у наступне десятиліття глобальної середньої температури з боку невизначеності у майбутніх викидах парникових газів невеликий (див. рис. 6.8, а). Це підтверджується аналізом рис. 6.7, де криві для всіх сценаріїв SRES до 2030—2040 рр. лежать близько одна до одної. В той же час на глобальному масштабі (рис. 6.8, а) відносна важливість невизначеності сценарію зростає з часом і стає домінуючою в проєкціях на кінець XXI століття. Внутрішня мінливість кліматичної системи має вплив тільки у перші декілька десятиліть, тобто *амплітуда природних коливань* глобальних середніх температур за десятиліття і століття набагато менша, ніж зміни, що очікуються до 2100 р. Модельна невизначеність є домінуючою у кліматичних проєкціях до 40 років вперед, але потім її відносний вклад зменшується, хоча й залишається істотним до 2100 р.

Аналіз змін температури над невеликим регіоном, як наприклад Британські острови (див. рис. 6.8, б), свідчить, що кожне джерело невизначеності має приблизно таку ж часову поведінку, як і на глобальному масштабі. Єдиною чітко відмінністю є те, що на регіональному

масштабі внутрішня мінливість має значно більший вклад у загальну невизначеність проєкції. Також на регіональному масштабі природні ко-

ливання протягом всього століття мають набагато більшу амплітуду, ніж на глобальному масштабі (див. п. 5.5.2.2).

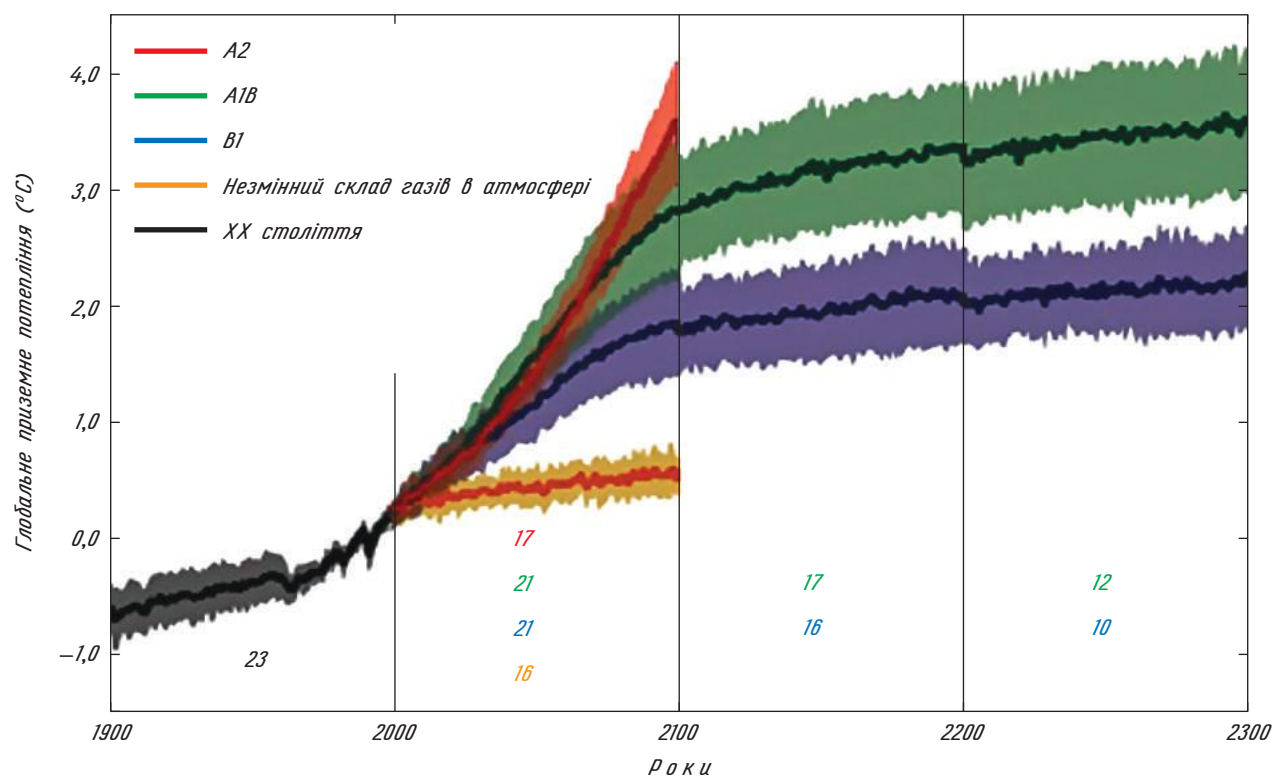
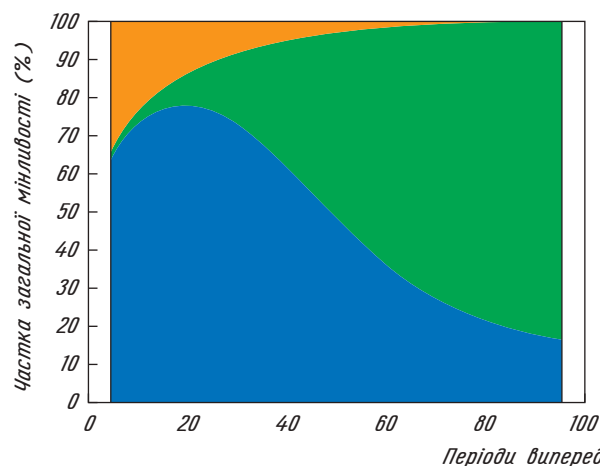


Рис. 6.7. Осереднена за багатьма моделями динаміка глобального приземного потепління (відносно періоду 1980—1999 рр.) для SRES-сценаріїв A2, A1B і B1 як продовження модельних розрахунків для XX століття. Значення потепління після 2100 р. представлені для сценаріїв стабілізації, в яких форсинг протягом XXII і XXIII століть утримується на рівні 2100 р. Також показані розрахунки для сценарію з незмінним газовим складом. Лініями позначені середні по багатьох моделях, а тінями — середнє квадратичне відхилення для окремих модельних розрахунків. Цифрами різного кольору, який збігається з кольором сценарію, показана кількість моделей, розрахунки по яких осереднювалися для кожного часового періоду. Джерело: Meehl et al. (2007)

а) Прогноз глобальних середніх приземних температур повітря



б) Прогноз середніх приземних температур повітря для Б. О.

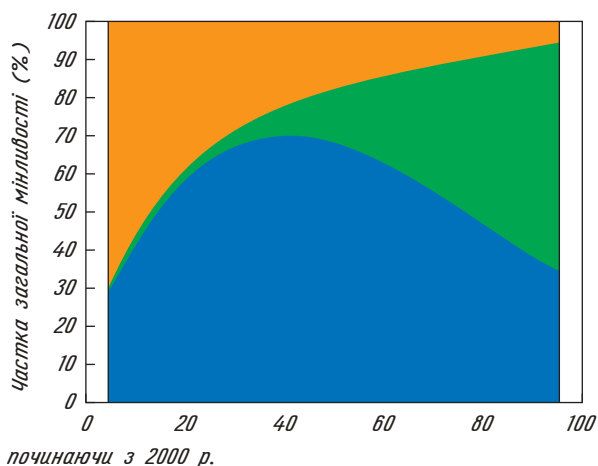


Рис. 6.8. Відносні частки загальної невизначеності прогнозів десятилітніх середніх приземних температур повітря, пов'язані з трьома джерелами цієї невизначеності для (а) глобального осереднення і (б) осереднення по Британських островах. Зеленим кольором позначена область відсотків невизначеності, пов'язаної з невизначеністю сценарію, блакитним — з модельною невизначеністю і оранжевим — з природною невизначеністю. При зменшенні розмірів регіону, що розглядається (напр., від глобального до масштабу Британських островів), відносна важливість природної мінливості зростає. Джерело: Hawkins and Sutton (2009)

### 6.2.2. Просторовий розподіл змін приземної температури і опадів

Осереднені по багатьох моделях розрахунки свідчать, що зростання глобальної середньої температури до 2100 р. зумовлює потепління у всіх регіонах (рис. 6.9). Основна риса географічного

розподілу цього потепління є подібною у всіх сценаріях — над сушею відбуваються зміни більші, ніж над океаном. Цей ефект пов'язаний з більшою тепловою інерцією океану і зростанням втрат прихованого тепла на випаровування, які пом'якшують зміни температури над океаном. Амплітуда змін особливо мала в океанських областях високих широт завдяки наявності тут

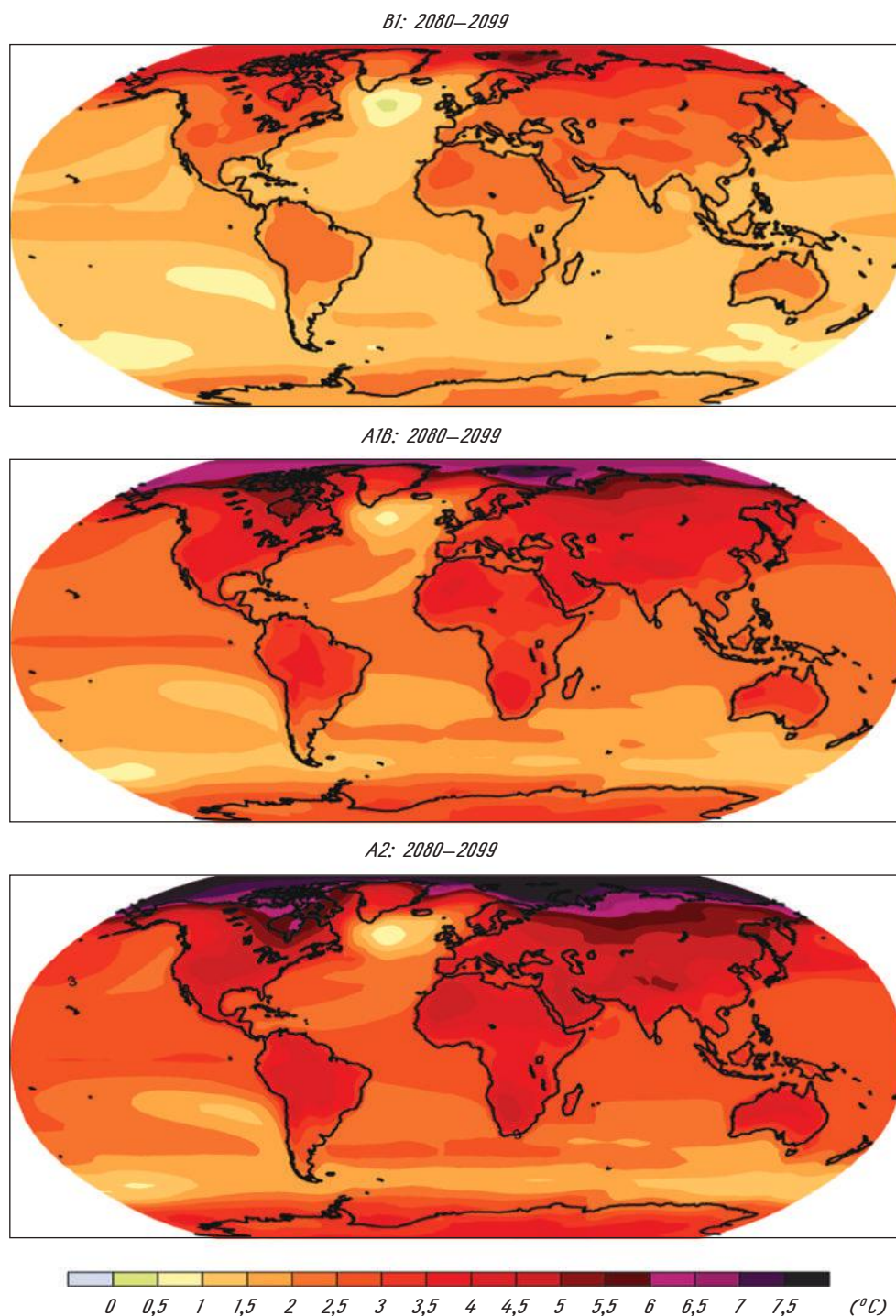


Рис. 6.9. Багатомодельні середні значення середньорічного приземного потепління (зміна приземної температури повітря, °C) для сценаріїв B1 (верхній рисунок), A1B (середина) і A2 (нижній рисунок) для часового періоду 2080—2099 рр. Аномалії розраховані відносно середніх значень періоду 1980—1999 рр. Джерело: Meehl et al. (2007)

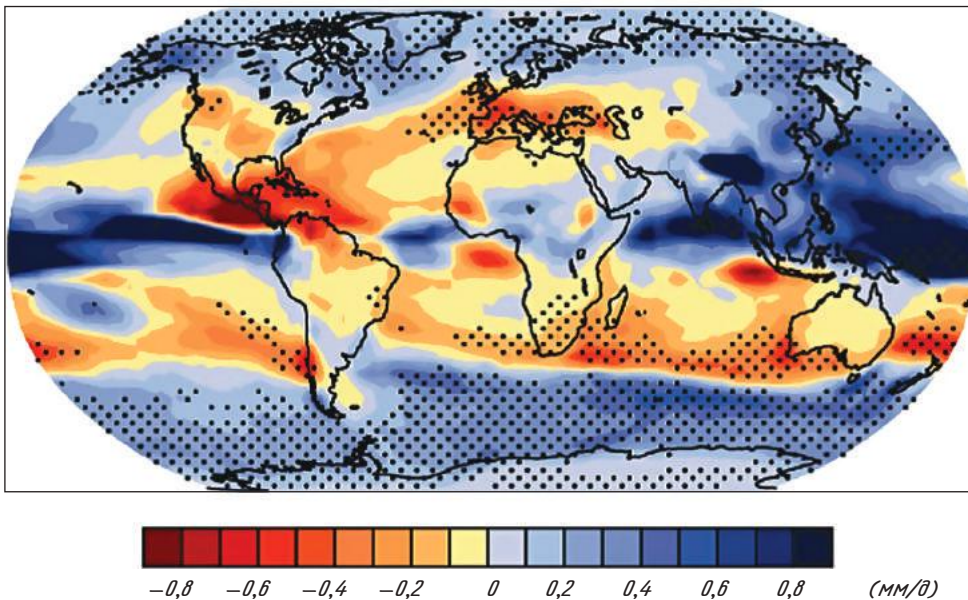
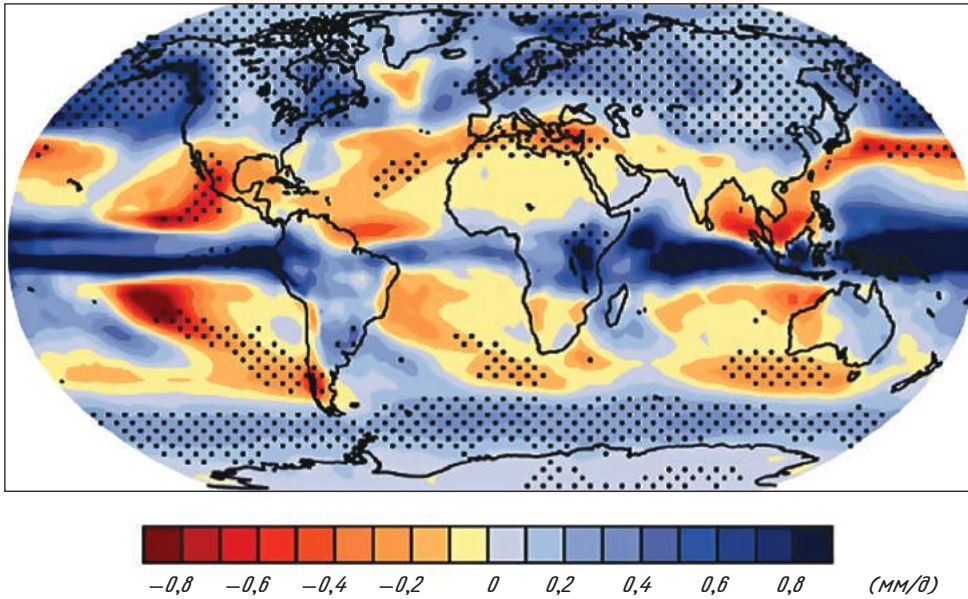


Рис. 6.10. Багатомодельні середні значення змін кількості опадів ( $\text{мм} \cdot \text{д}^{-1}$ ) для північної зими (DJF, *верхній рисунок*) і північного літа (JJA, *нижній рисунок*). Зміни наведені для сценарію SRES A1B для часового періоду 2080–2099 рр. відносно середніх значень періоду 1980–1999 рр. Точками відмічені області, де середня величина по ансамблю моделей перевищує середнє квадратичне відхилення значень по окремих моделях. Джерело: Meehl et al. (2007)

глибшого шару перемішування і контакту з холоднішою глибинною водою, на яку ще не вплинуло поверхневе потепління. Крім того, розрахунки за деякими моделями засвідчують, що невеликі значення потепління в океанах або навіть незначне охолодження в області Північної Атлантики (див. нижче п. 6.2.3), можливо, спричинені змінами в океанічних течіях. Розрахункові зміни для Арктики також набагато більші, ніж у середніх широтах, частково це пояснюється

впливом зворотного зв'язку температура/альbedo та інших зворотних зв'язків, пов'язаних з кріосферою (див. п. 4.2.3). Такий географічний розподіл потепління також можна пояснити змінами у переносі тепла, хмарності та впливом зворотного зв'язку, пов'язаного з водяною паром.

Глобальне потепління призводить до глобального зростання опадів (див. рис. 6.10). Це є наслідком збільшення випаровування над океаном

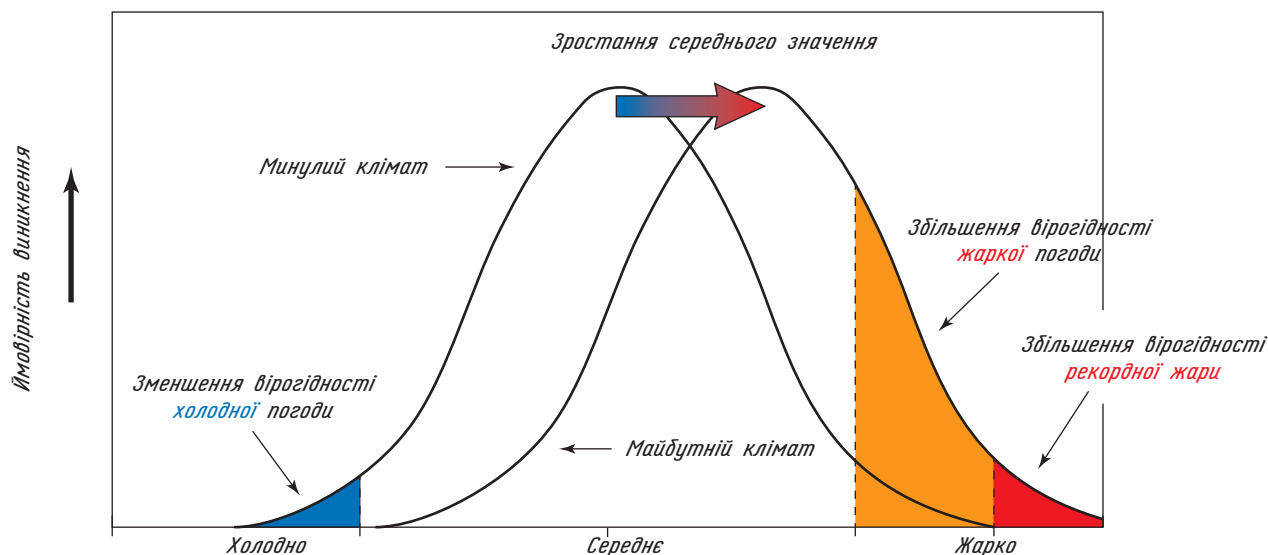


Рис. 6.11. Схематична діаграма, що ілюструє вплив зростання середньої температури на ймовірність екстремальних температур при нормальному розподілі температури. Джерело: Solomon et al. (2007)

і збільшення вологовмісту атмосфери при потеплінні згідно з рівнянням Клаузіуса—Клайперона. Залежно від моделі та сценарію до 2100 р. передбачається зростання кількості опадів в межах 1—8 % у порівнянні з кінцем XX століття. Більш важливим є те, що це зростання кількості опадів є неоднорідним у просторі та по сезонах. Згідно з розрахунками, що осереднені по багатьох моделях, і в абсолютній більшості конкретних моделей у високих широтах передбачається збільшення кількості опадів як у зимовий, так й у літній сезони.

Зростання кількості опадів також передбачається в тропічних областях океанів і в регіонах Південної Азії, на які впливає літній мусон. І навпаки, наприкінці XXI століття в багатьох субтропічних областях та в деяких окремих регіонах, в т. ч. тропічна Центральна Америка, Середземноморський і в літній період ще й Чорноморський та Каспійський регіони, передбачається зменшення кількості опадів.

Ці зміни річних і сезонних середніх температур і кількості опадів є важливими елементами проєкцій клімату протягом XXI століття. Проте, звичайно, також будуть змінюватися й багато інших характеристик стану атмосфери, в т. ч. швидкість вітру або бал хмарності. Наприклад, абсолютна більшість моделей прогнозує зростання в найближчому майбутньому інтенсивності західних вітрів над Південним океаном, яке можна також пов'язати із зростанням індексу Південної кільцевої моди (див. п. 5.2.3).

Особливо чутливим моментом проєкцій є зміни ймовірності виникнення екстремальних погодних явищ (напр., великі шторми і хвилі тепла) в більш теплому кліматі. Такі екстремальні події важко розрахувати в реальному часі, тим більше прогнозувати на великі проміжки часу.

Найявні часові ряди таких рідкісних явищ звичайно дуже короткі для будь-яких достовірних прогнозів. Проте деякі прості аргументи свідчать, що навіть мала зміна середньої температури значно збільшує вірогідність, наприклад, підвищення температури вище деякого критичного значення, і тому можна прогнозувати зростання числа найспекотніших днів (рис. 6.11). Зростання середньої температури також зменшує вірогідність падіння температури нижче деякого критичного рівня і тому зменшується ймовірність холодних днів. Це просте міркування узгоджується з модельними результатами, які прогнозують зростання хвиль тепла влітку і зниження ймовірності сильних морозів у багатьох регіонах.

Рисунок 6.11 побудовано на простому зсуві розподілу ймовірностей, але при потеплінні може також змінитися форма цього розподілу. Дійсно, дослідження свідчать, що майбутній клімат у деяких регіонах також буде більш мінливий, що відповідає більш широкому розподілу на рис. 6.11, і тому можна прогнозувати збільшення ймовірності виникнення екстремальних умов. Однак слід відзначити, що такі результати не завжди узгоджуються між різними моделями.

### 6.2.3. Зміни льодяного покриву та циркуляції в океанах та морях

Змодельоване потепління у високих широтах пов'язано із зменшенням в обох півкулях площі та товщини морського льоду протягом всього року. За розрахунками зменшення буде більшим влітку, ніж взимку і особливо значним в Арктиці. В результаті потепління передбачається, що

в обох півкулях протягом ХХІ століття морський льодяний покрив набуватиме сезонного характеру. Однак слід відзначити, що існують дуже великі відмінності між проєкціями майбутніх змін, розрахованими за різними моделями клімату. Це свідчить про існування невизначеності у проєкціях клімату, але розрахунки за багатьма мо-

делями показують наприкінці ХХІ століття повністю вільну від морської криги Арктику влітку, хоча взимку сезонний лід все ще присутній (рис. 6.12). Події останніх років показують, що зменшення льодяного покриву в Арктиці відбувається набагато більш швидкими темпами, ніж це прогнозувалося (*State of the Cryosphere, 2012*).

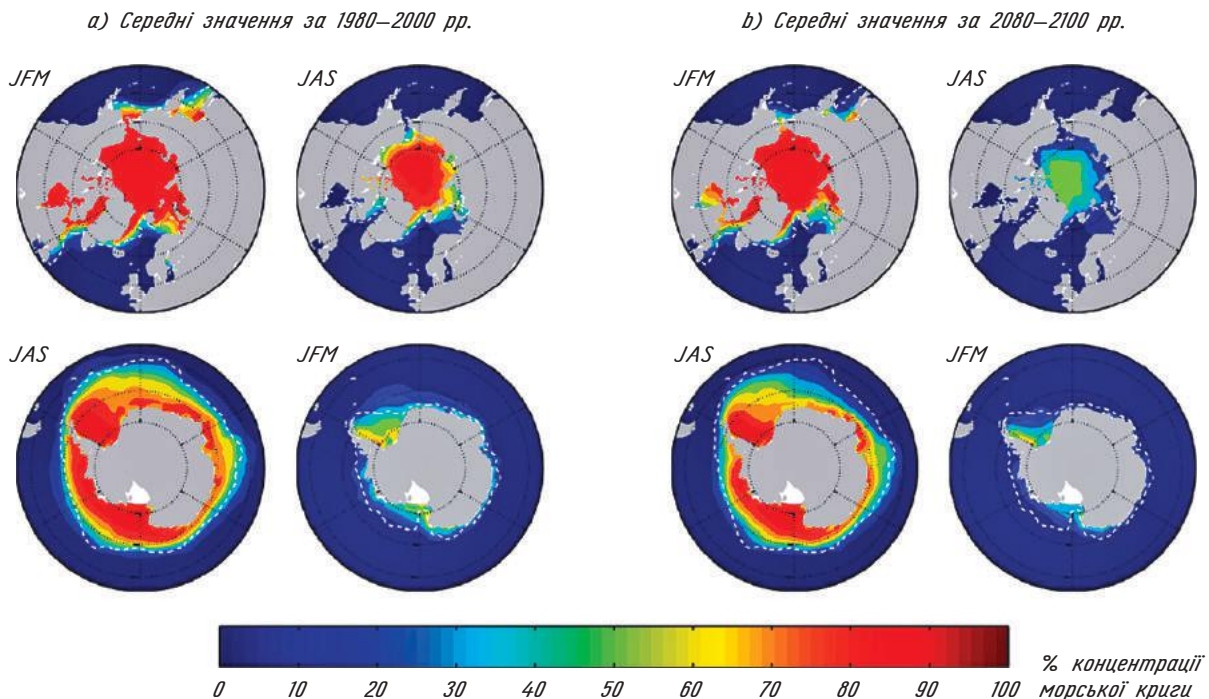


Рис. 6.12. Багатомодельні середні значення концентрації морської криги (%) у сезони з січня по березень (JFM) і з липня по вересень (JAS) в Арктиці (верхня лінія) і Антарктиці (нижня лінія) протягом (а) 1980—2000 рр. і (б) 2080—2100 рр. для сценарію SRES A1B. Пунктирна біла лінія показує сучасну площу, середня концентрація морської криги дорівнює або більше 15 %. Джерело: Meehl et al. (2007)

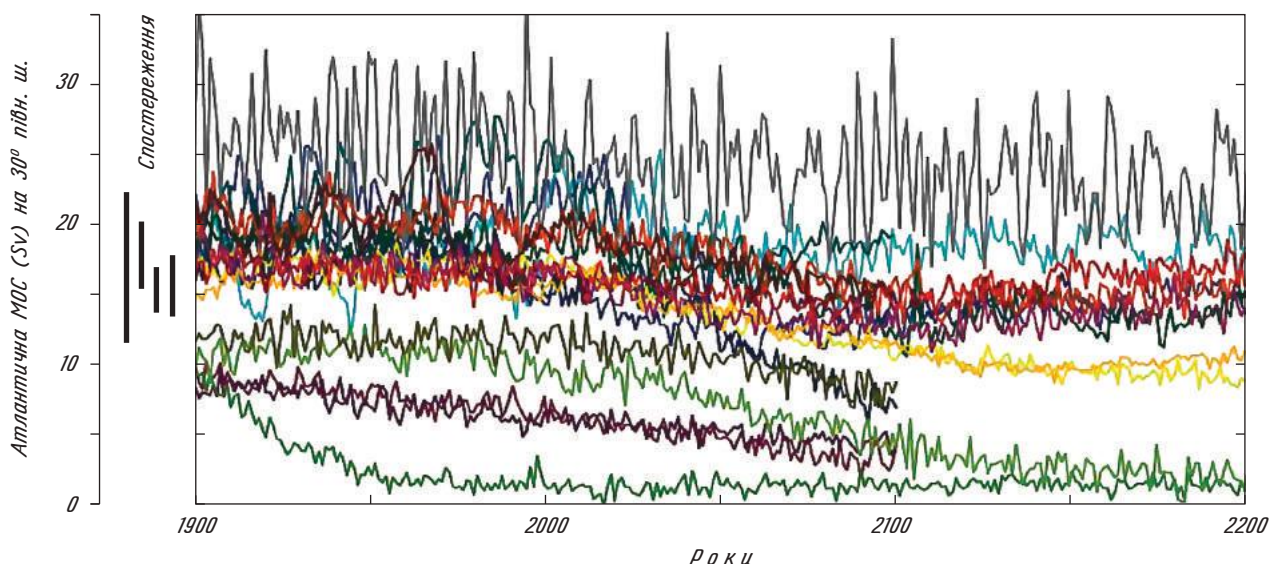


Рис. 6.13. Зміни Атлантичної меридіональної оберненої циркуляції (МОС) на 30° півн. ш. з 1900 р. по 2100 р. (у  $Sv = 10^6 \text{ м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ ) за розрахунками декількох зв'язаних моделей клімату з використанням сценарію викидів SRES A1B за 1999—2100 рр. Деякі з моделей подовжують розрахунки до 2200 р. з фіксованим на рівні 2100 р. форсингом. На рис. з лівого боку також наведені у вигляді вертикальних чорних ліній деякі значення МОС із спостережень, що були виконані наприкінці ХХ століття. Джерело: Meehl et al. (2007)

За існуючими проєкціями протягом XXI століття мають відбуватися зміни в океанічній циркуляції. Через потепління і зростання кількості опадів у високих широтах (див. п. 6.2.2) густина води в поверхневому шарі буде зменшуватися, через це в багатьох регіонах буде збільшуватися стратифікація верхнього шару океану. Цей ефект може спричинити у Північній Атлантиці зменшення інтенсивності глибинної океанської конвекції (див. п. 1.3.2) і ослаблення переносу північно-атлантичної глибоководної маси на південь. В результаті також може зменшитися поверхневий перенос на північ теплої води, що вплине на баланс тепла у Північній Атлантиці та прилеглих регіонах.

Звичайно інтенсивність цієї частини термохалінної циркуляції вимірюється через значення максимуму *меридіональної оберненої циркуляції* (МОС) в Північній Атлантиці, хоча ці два поняття дещо різні (обернена циркуляція також включає вклад вітрових течій).

Результати розрахунків змін термохалінної циркуляції за різними GCM (рис. 6.13) показують великий розкид значень як для сучасних умов, так і впродовж всього XXI століття. Три результати моделювання показують чітко виражене повільне зменшення циркуляції протягом XX століття. Це скоріше пов'язано з повільним дрейфом моделі до стану, несумісного з даними спостережень, але не зі змінами форсингу. Решта моделей має більш реалістичні розрахунки для XX століття, а в XXI столітті результати моделювання меридіональної оберненої циркуляції розбігаються — від приблизно сталої ситуації впродовж всього століття до зменшення значень більш ніж на 50 % у порівнянні з кінцем XX століття. В той же час жоден з результатів *не прогнозує* повного колапсу циркуляції — стану, який іноді називають *зникнення меридіональної оберненої циркуляції*.

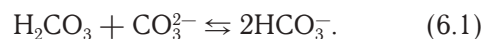
#### 6.2.4. Зміни у вуглецевому циклі і зворотних зв'язках вуглець—клімат

У попередніх двох підрозділах стисло описано вплив антропогенного форсингу на майбутній стан кліматичної системи. У свою чергу, зміни клімату впливають на біогеохімічні цикли, які змінюють значення радіаційного форсингу, що в свою чергу знову впливає на клімат через потенційні ефекти зворотних зв'язків. Серед всіх складних механізмів, що діють в кліматичній системі, зосередимося на ефектах, пов'язаних з CO<sub>2</sub>, оскільки він є домінуючим антропогенним газом (див. п. 4.1.2.1).

В п. 2.3.1 наводилися дані про те, що половина антропогенного CO<sub>2</sub>, який викидається при спалюванні викопного пального і за рахунок

змін у землекористуванні, залишається в атмосфері. Інша половина порівну переходить у сховища в океанічній та суходільній біосфері. Проте цей розподіл між атмосферним, океанічним та суходільним резервуарами може змінитися в майбутньому.

По-перше, зміни концентрації CO<sub>2</sub> в атмосфері безпосередньо змінюють потоки CO<sub>2</sub> між атмосферою і океаном, а також між атмосферою і поверхнею суші. Баланс між H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> та іонами карбонату CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> пояснює, як океан може зберігати великі кількості CO<sub>2</sub> (див. п. 2.3.2.1). Зокрема, CO<sub>2</sub>, що надходить з атмосфери в океан, вступає в хімічну реакцію з водою з формуванням вуглекислоти (H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>), яка розпадається до утворення іонів карбонату (CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>) та бікарбонату (HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>), які є домінуючою формою існування неорганічного вуглецю в океані, через те що іони CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> вступають в реакцію з вуглекислотою, знову формуючи іони бікарбонату,



Впродовж XX і XXI століть збільшення потоку CO<sub>2</sub> від атмосфери до океану буде зумовлювати зменшення доступності іонів карбонатів (як мінімум, на часових масштабах від десятиліть до століть, див. п. 6.3.1). Це призводить до меншої ефективності реакції (6.1), яка формує бікарбонати з CO<sub>2</sub>. Тоді все більша частина розчиненого неорганічного вуглецю (DIC) буде залишатися у формі H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>, що спричинить зростання парціального тиску CO<sub>2</sub> в океані, і тому скоротиться поглинання CO<sub>2</sub> в океані (див. рівняння 2.38). В результаті океан продовжуватиме поглинати деяку частку антропогенного CO<sub>2</sub>, але відносний вклад процесу поглинання буде зменшуватися.

Над поверхнею суші зростання концентрації CO<sub>2</sub> в атмосфері загалом зумовлює збільшення його засвоєння біосферою через фотосинтез та вилучення вуглецю з атмосфери (див. рівняння (2.46)). Цей т. зв. *ефект рясності* не пов'язаний в сучасних умовах з обмеженнями продуктивності рослинності у зв'язку з обмеженістю CO<sub>2</sub> в атмосфері, а скоріше — з прогнозами більш ефективного регулювання газообміну рослинності — атмосфера через stomati (шпари). При високому рівні концентрації CO<sub>2</sub> рослинам потрібен менший газообмін для однакового рівня засвоєння CO<sub>2</sub>, тобто зменшується транспірація рослин і тому зростає ефективність використання води рослинністю. Проте багато чинників обмежують приріст рослинності, зокрема наявність поживних речовин. Взагалі, вплив ефекту рясності на великих часових і просторових масштабах поки що точно не оцінений. Але відомо, що збільшення концентрації CO<sub>2</sub> в атмосфері стимулює виділення з ґрунту інших парникових газів, зокрема N<sub>2</sub>O та CH<sub>4</sub> (рис. 6.14). При високій концентрації CO<sub>2</sub> в атмосфері рослини змен-

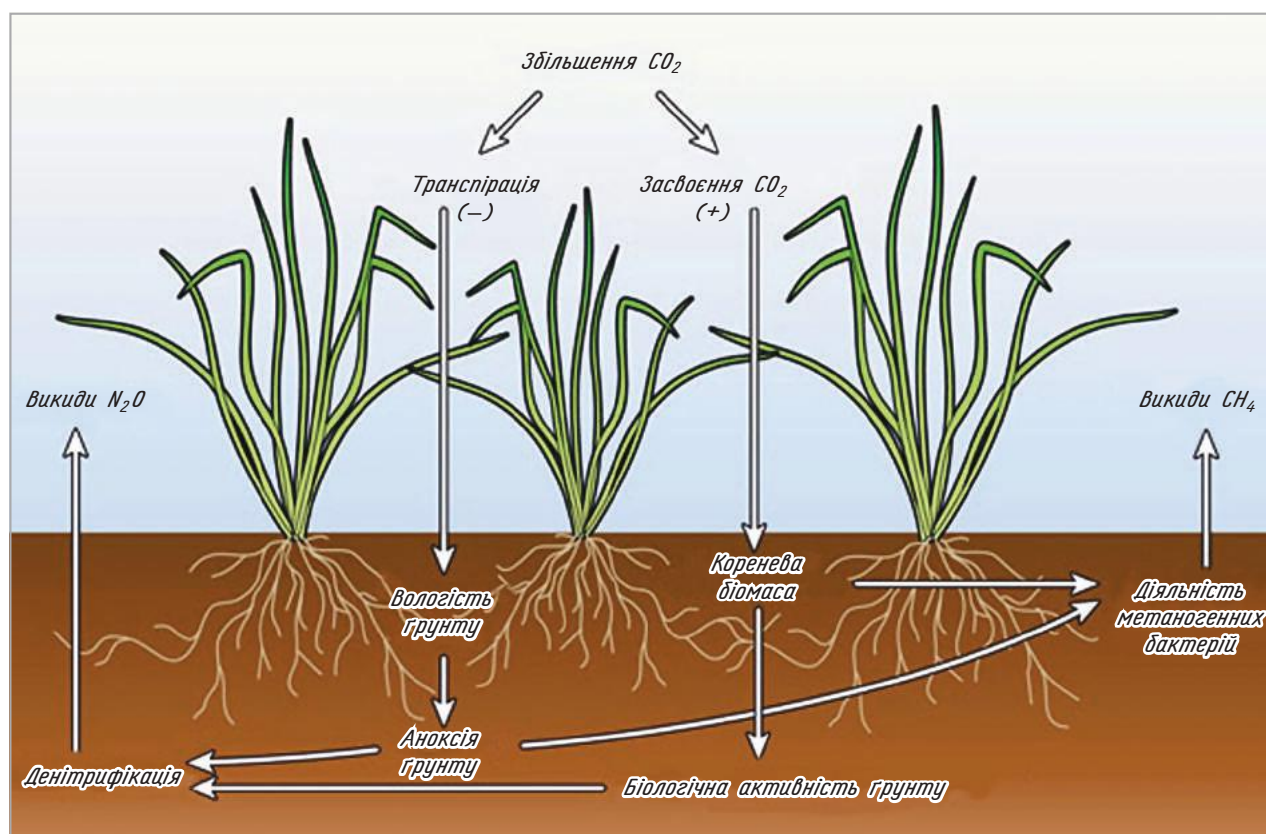


Рис. 6.14. Як відгук на зростання вмісту  $\text{CO}_2$  в повітрі рослини знижують інтенсивність транспірації (випаровування води листям), але при цьому засвоюють більше  $\text{CO}_2$ . Зменшення транспірації призводить до того, що з ґрунту відкачується менше води. Відповідно, зростає зволоженість ґрунту, погіршується його аерація, виникають ділянки, де кисень практично відсутній (стан аноксії). За відсутності кисню в ґрунті розвиваються бактерії, які при отриманні необхідної їм енергії як окислювач використовують азот. Починається процес денітрифікації, в ході якого азот послідовно відновлюється. На одному етапі цього процесу в повітря виділяється закис азоту ( $\text{N}_2\text{O}$ ). З іншого боку, в умовах великої кількості  $\text{CO}_2$  рослини ростуть швидше і, зокрема, збільшують масу коріння. При цьому корінням виділяється в ґрунт велика кількість лабільної органічної речовини, яка добре використовується бактеріями. У місцях, де немає кисню, перевагу одержують бактерії-метаногени. Кінцевий продукт їх метаболізму, що викидається в зовнішнє середовище, — це метан. Джерело: Knoch A. and Veldkamp E. (2011)

шують транспірацію, тобто випаровування води, яка поглинається ними з ґрунту. За рахунок цього зростає зволоження ґрунту та формування в ньому умов для діяльності анаеробних денітрифікуючих бактерій. В процесі *денітрифікації* виділяється  $\text{N}_2\text{O}$



Ця реакція відбувається в основному в більш посушливих місцях, де є багато азоту. В болотах та на рисових полях, що заливаються водою, формуються додаткові викиди іншого парникового газу — метану.

За існуючими оцінками (van Groenigen K. J. et al., 2011) посилення парникового ефекту за рахунок виділення цих газів з ґрунту еквівалентне приблизно 1,12 ПгС (1,12 млрд тонн вуглецю), або на 17 % зменшує ефект додаткового поглинання викидів  $\text{CO}_2$ , пов'язаних зі спалюванням викопного органічного палива.

Ці біогеохімічні ефекти (які також мають назву «*ефекти концентрації*») будуть відбуватися навіть за відсутності змін клімату, пов'язаних зі змінами газового складу атмосфери. Глобальне потепління також скоротить розчинність  $\text{CO}_2$  в океані (див. п. 2.3.2.1). Це є прикладом додатного зворотного зв'язку в циклі вуглець-клімат.

Крім того, очікується, що посилення стратифікації та ослаблення циркуляції в океані (див. п. 6.2.3) призведе до скорочення обміну між поверхневими шарами з великим вмістом антропогенного вуглецю і більш глибокими шарами океану. Вода більш глибоких шарів поки що не містить істотну кількість антропогенного вуглецю через відносно повільне океанське переміщення і малі швидкості дифузії (див. п. 1.3.2). Отже, більш слабе оновлення поверхневих вод буде зумовлювати вищі рівні DIC у поверхневому шарі океану і тому — скорочення поглинання вуглецю в океані. Це другий приклад додатного зворотного зв'язку в циклі вуглець—клімат. Змі-

ни в морській біоті можуть також спричиняти включення деяких зворотних зв'язків, але зараз вони не до кінця зрозумілі. Сучасні моделі свідчать, що роль цих зв'язків відносно мала, але стан моделювання морських екосистем все ще дуже спрощений і тому необхідні додаткові дослідження впливу цих ефектів.

На вуглецевий цикл на суші також впливають зміни температури і опадів. Потепління зумовлює прискорення процесів розпаду органіки у ґрунті, в ході яких до атмосфери надходить  $\text{CO}_2$ . Також при потеплінні первинна біологічна продукція збільшується в холодних областях та в посушливих районах, якщо там зростає кількість опадів. В той же час у теплих посушливих регіонах, де доступність води є обмежувачим фактором, зменшення кількості опадів призводить до зменшення біологічної продуктивності і тому — до зменшення поглинання  $\text{CO}_2$  рослинністю. Зміни клімату також впливають на просторовий розподіл біомів (див. п. 4.3.3), на частоту і розповсюдженість пожеж (у саванах і лісах), при яких до атмосфери надходить істотна кількість  $\text{CO}_2$ . Ці приклади ілюструють, що при потеплінні над суходолом у різних регіонах очікуються як додатні, так і від'ємні зворотні зв'язки в циклі вуглець—клімат.

Для оцінки впливу зворотного зв'язку між змінами клімату і вуглецевим циклом були вико-

нані розрахунки, починаючи з 1850 року, по моделях клімату, які включають блок вуглецевого циклу (*Friedlingstein et al., 2006*) (рис. 6.15). У першій групі числових експериментів дозволялися зміни як вуглецевого циклу, так і клімату у відповідь на збільшення викидів антропогенного  $\text{CO}_2$  за сценарієм SRES A2.

У другій групі в моделях також задаються викиди  $\text{CO}_2$  по сценарію SRES A2, але при цьому ставиться вимога незмінності клімату. Іншими словами, розглядається ситуація, коли зростання концентрації  $\text{CO}_2$  не призводить до змін радіаційного форсингу. У зв'язку з тим, що клімат не змінюється, зворотні зв'язки клімат—вуглець не активуються, і тому в цій ідеалізованій ситуації виникає можливість оцінити внесок біологічних процесів (*ефекти концентрації*) в зміни вуглецевого циклу. Таким чином, в цьому дослідженні за допомогою аналізу різниці між двома групами модельних розрахунків наведена у першому наближенні оцінка впливу зворотного зв'язку вуглець—клімат.

У повністю зв'язаних експериментах, де клімат і вуглецевий цикл взаємопов'язані, до 2100 р. розрахункова концентрація  $\text{CO}_2$  в атмосфері вища на 20—220 ppm, ніж при розрахунках в умовах постійного клімату (рис. 6.15). Сумарний вплив зворотного зв'язку клімат—вуглець є додатним у розрахунках за всіма моделями. Вони

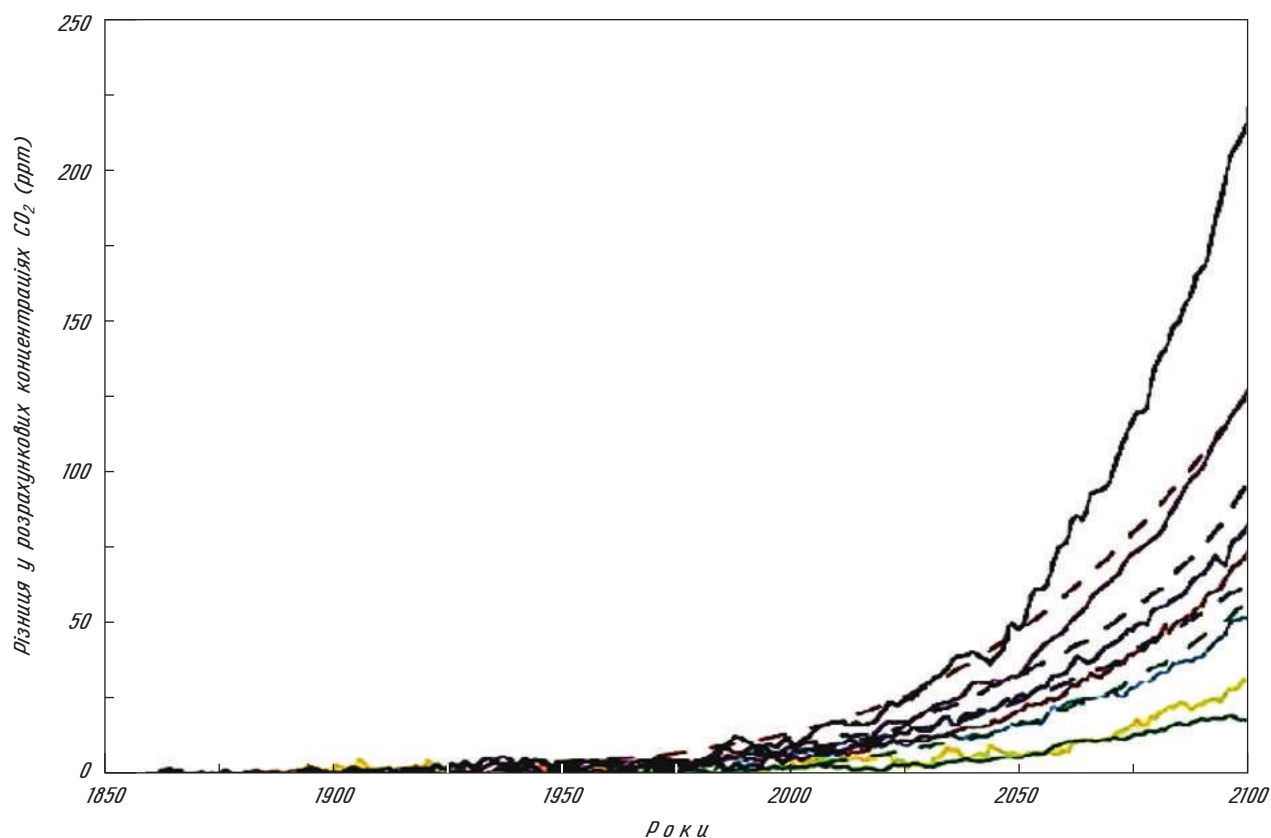


Рис. 6.15. Різниця між концентраціями  $\text{CO}_2$  в атмосфері (у ppm), розрахованими за різними моделями, які включають або не включають вуглецевий цикл. Джерело: *Friedlingstein et al. 2006*

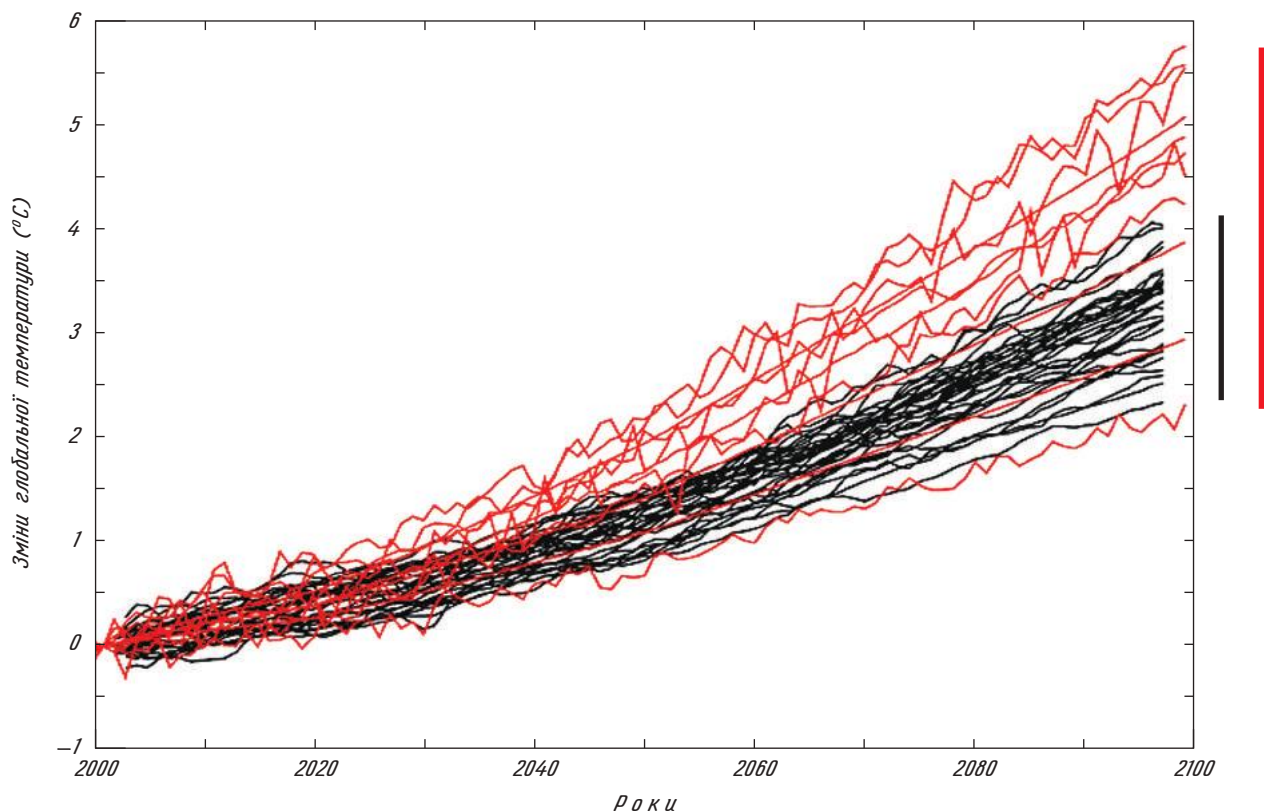


Рис. 6.16. Зміни (відносно 2000 р.) глобальної середньої приземної температури, розраховані за зв'язаними моделями клімату з вуглецевим циклом (червоні лінії), у порівнянні з розрахунками, виконаними за моделями клімату, до яких включені блоки  $\text{CO}_2$ , інших парникових газів і концентрації антропогенних аерозолів (чорні лінії). Джерело: Cadule et al. 2009

чітко показують, що зміни клімату в майбутньому призведуть до ситуації, коли більша частина антропогенного  $\text{CO}_2$  залишиться в атмосфері. Модельні експерименти також свідчать, що цей ефект переважно пов'язаний з впливом земної біосфери, в якій в майбутньому будуть відбуватися зміни первинної продуктивності і збільшуватиметься респірація ґрунтів.

Проекції клімату, виконані за моделями, до яких включено вуглецевий цикл, на який впливають викиди  $\text{CO}_2$ , можна порівняти з проекціями, розрахованими за моделями, в яких концентрації  $\text{CO}_2$  безпосередньо впливають на клімат (рис. 6.16). При цьому потрібно пам'ятати, що концентрації в сценаріях SRES (п. 6.1.2) були одержані за допомогою моделі вуглецевого циклу, яка включає своє власне уявлення зворотних зв'язків клімат—вуглець. У зв'язку з цим на рис. 6.16 власне немає результатів моделювання з і без зворотних зв'язків клімат—вуглець, скоріше він ілюструє вплив різних уявлень цих зворотних зв'язків. Перша важлива особливість, на яку потрібно звернути увагу, — це суттєве зростання діапазону змін в проекціях, розрахованих за моделями, що включають вуглецевий цикл. Таким чином, можна вважати, що зміни у вуглецевому циклі є ключовим джерелом невизначеності в проекціях клімату. Крім того,

в більшості випадків розраховані зміни температури в 2100 р. більші у зв'язаних моделях з циклом клімат—вуглець і для сценарію A2 показують зростання глобальної середньої температури на 2,3—5,6 °C.

Іншим наслідком зростання потоку антропогенного вуглецю з атмосфери до океану є *закислення океану* (див. рівняння (2.39)—(2.41)). За період з 1750 р. по 1994 р. рН в поверхневому шарі океану зменшилося приблизно на 0,1. Очікуване до 2100 р. зменшення становитиме близько 0,3—0,4 для стандартного сценарію, більш точне значення залежить від рівня викидів  $\text{CO}_2$ . До 3000 р. це зменшення може досягти 0,7. Це призведе до найнижчих значень рН за останні декілька сотень мільйонів років.

Таке закислення океану веде до збільшення розчинності  $\text{CaCO}_3$ , (див. п. 4.3.1); це також може бути пов'язано із зменшенням концентрації іонів  $\text{CO}_3^{2-}$  за рахунок засвоєння  $\text{CO}_2$  в океані. Все це матиме чіткий вплив на продукцію  $\text{CaCO}_3$  коралами, а також фіто- і зоопланктоном, що відмирає. У свою чергу ці процеси вплинуть на їх життєві цикли (див. п. 2.3.2.2), наприклад, особливо ці зміни вплинуть на продукцію *аргоніту*, що виробляється коралами, оскільки він менш стійкий, ніж кальцит.

## 6.3. ДОВГОТРИВАЛІ ЗМІНИ КЛІМАТУ

### 6.3.1. Вуглецевий цикл

Як передбачається, домінуючу роль у змінах концентрації  $\text{CO}_2$  в атмосфері у XXI столітті будуть відігравати взаємодії між атмосферою, біосферою суші і поверхневим шаром океану, які відбуваються відносно швидко (див. п. 6.2.4). Обміни  $\text{CO}_2$  між атмосферою і глибоким океаном, навпаки, набагато повільніші — вони відбуваються на часових масштабах від сторіч до тисячоліть. Розглянемо, наприклад, дуже ідеалізований сценарій, в якому викиди  $\text{CO}_2$  мають своєрідну часову траєкторію, за якою концентрація вуглекислого газу досягає рівня 750 ppm у 2100 р. з тенденцією до подальшої стабілізації, але перед цим викиди раптово зменшуються до нуля. При цьому метою дослідження є не реалістичні проєкції клімату, але аналіз тривалих у часі змін у кліматичній системі при умові припинення викидів  $\text{CO}_2$ .

На рис. 6.7 була наведена оцінка потепління впродовж XXI століття у випадку, коли атмосферні концентрації  $\text{CO}_2$  зафіксовані на рівні 2000 р.; на рис. 6.17 наведені модельні зміни концентрації  $\text{CO}_2$  і приземної температури, які будуть відбуватися у випадку, коли після 2100 р. взагалі не буде ніяких викидів  $\text{CO}_2$ .

У всіх моделях, за якими проводилися розрахунки з використанням такого сценарію, концентрації  $\text{CO}_2$  в атмосфері, зменшуються після 2100 р. В 2100 р. глибинні шари океану не знаходяться в рівновазі з поверхневими шарами, і

тому глибокий океан продовжує поглинати вуглець протягом всього третього тисячоліття. Залежно від використаної моделі концентрації  $\text{CO}_2$  в атмосфері у 3000 р. мають значення в діапазоні між 400 і 500 ppm, тобто набагато вищі, ніж у передіндустріальний час.

Незважаючи на зменшення концентрації  $\text{CO}_2$ , глобальна середня приземна температура суттєво не змінюється протягом третього тисячоліття з невеликим зниженням у більшості моделей. Радіаційний форсинг, зумовлений  $\text{CO}_2$ , звісно зменшується після 2100 р., але за рахунок теплової інерції океану (див. п. 4.1.4) ці два ефекти приблизно урівноважуються, що й зумовлює стабілізацію температурного режиму.

Результати, наведені на рис. 6.17, переважно пов'язані з довготривалим пристосуванням між океаном і атмосферою. Однак на великих масштабах часу зміни кислотності в океані, спричинені поглинанням  $\text{CO}_2$  з атмосфери, призводять до розчинення деякої частки  $\text{CaCO}_3$ , що знаходиться у донному осаді (компенсація карбонату, див. п. 4.3.1). При цьому змінюється лужність в океані, що дає можливість додаткового поглинання атмосферного  $\text{CO}_2$ . Ці процеси не включені в моделі, розрахунки за якими використані для рис. 6.17. Якщо ж їх включити, ефект взаємодії з  $\text{CaCO}_3$  в осаді збільшує здатність океану зберігати  $\text{CO}_2$ , що призводить до подальшого зменшення концентрації вуглекислого газу в атмосфері. Проте цей процес дуже повільний у часі, тому навіть через 10 000 років концентрація  $\text{CO}_2$  в атмосфері все ще залишатиметься істотно вищою, ніж в передіндустріальні часи (див. рис. 6.18). За розрахунками через цей

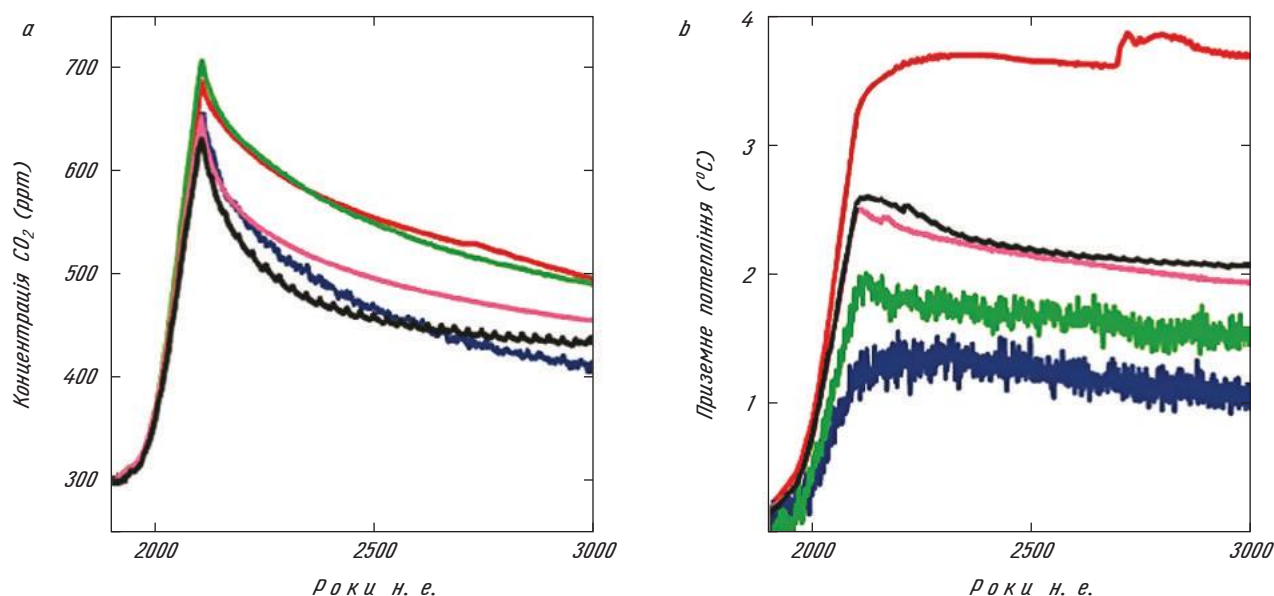
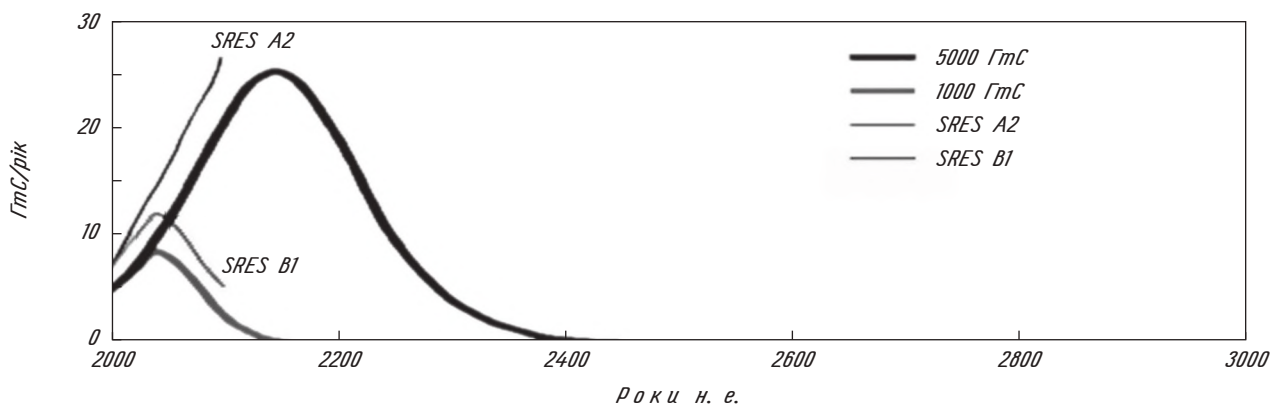
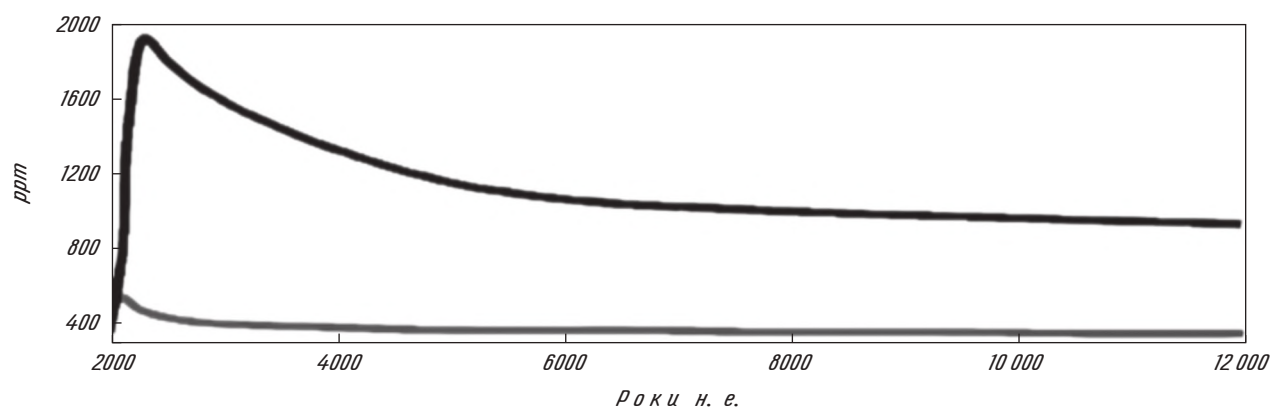


Рис. 6.17. Зміни (а) концентрації  $\text{CO}_2$  в атмосфері та (б) глобальної середньої приземної температури у порівнянні з передіндустріальним часом по розрахунках за п'ятьма кліматичними моделями проміжної складності для сценарію, в якому концентрація досягає рівня 750 ppm у 2100 році, але перед цим викиди раптово зменшуються до нуля. Джерело: Meehl et al. (2007)

а) Викиди  $\text{CO}_2$



б) Концентрація  $\text{CO}_2$  в атмосфері



в) Зміни глобальної приземної температури

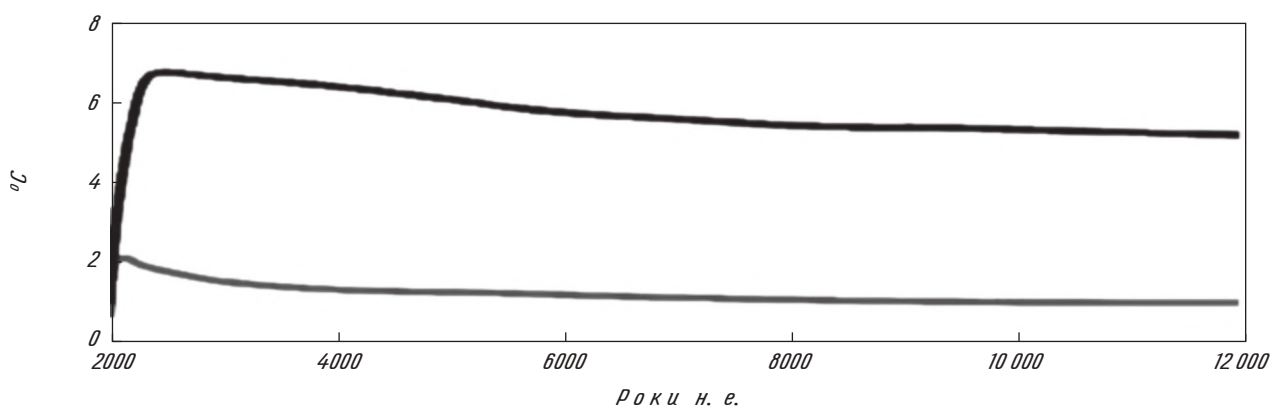


Рис. 6.18. Відгук кліматичної моделі проміжної складності CLIMBER-2 на помірні (1000 ГтС) і великі (5000 ГтС) викиди вуглекислого газу через спалювання викопного палива. Рівноважна кліматична чутливість моделі дорівнює  $2,6^{\circ}\text{C}$ . В наведених розрахунках не враховувався вуглецевий цикл на суші, тоді як у явному вигляді моделювався процес седиментації в глибокому океані. Тут: (а) модельні сценарії викидів у порівнянні з ілюстративними сценаріями IPCC SRES (B1 і A2, див. рис. 6.2); (б) розрахункова концентрація  $\text{CO}_2$  в атмосфері (ppm); (в) розрахункові зміни глобальної середньорічної температури повітря ( $^{\circ}\text{C}$ ). Джерело: Archer and Brovkin (2008)

механізм і через декілька десятків тисяч років концентрація  $\text{CO}_2$  в атмосфері не повернеться до передіндустріальних рівнів. І навіть на довгих часових масштабах зменшення концентрації буде досягнуто через механізм взаємодії  $\text{CO}_2$  із деякими скельними породами і, зокрема, через від'ємний зворотний зв'язок, зумовлений процесом вивітрювання (атмосферного руйнування) (п. 4.3.2). Завдяки цим довготривалим збуренням вуглецевого циклу температура за-

лишається істотно вищою, ніж в передіндустріальні часи впродовж всього періоду, наведеного на рис. 6.18. При цьому амплітуда зростання температури протягом декількох тисячоліть пов'язана з викидами вуглецю в кінці другого і на початку третього тисячоліття.

Наведені у цьому підрозділі дані свідчать про те, що через велику різноманітність процесів, які задіяні у кліматичній системі, неможливо надійно оцінити часовий масштаб, на якому від-

бувається відгук концентрації  $\text{CO}_2$  в атмосфері на викиди через спалювання викопного палива, як це можна було зробити для іншого виду антропогенного збурення (див. рис. 4.2). Таким чином, для адекватного представлення часових змін концентрації  $\text{CO}_2$  в атмосфері потрібно використовувати декілька різних часових масштабів, які відповідають домінуючим на них фізичним механізмам.

### 6.3.2. Зміни рівня моря і площі льодяних щитів

В останні десятиліття рівень моря змінювався завдяки двом головним причинам (див. рис. 6.19). По-перше, вода поповнювала океан з інших резервуарів. Головними джерелами були льодовики і льодяні шапки, які зазнали значної втрати своєї маси через значне потепління, що спостерігалось протягом XX століття (див. п. 5.5.3, а також *Shepherd et al., 2012*).

На цьому часовому масштабі потік талої води, пов'язаний з таненням льодів Гренландії і Антарктиди, відносно малий, поки що навіть не визначено, який знак сумарного потоку від Антарктики.

Друга причина зміни рівня моря пов'язана з океанською густиною. При постійній масі океану будь-які зміни густини океанської води впливають на об'єм Світового океану і тому — на рівень моря. Оскільки зміни густини переважно залежать від температури океанської води, цей ефект часто називається «*теплове розширення*», хоча в деяких регіонах зміни солоності можуть відігравати значну роль у цьому ефекті. Протягом 1961—2003 рр. внесок цього процесу схожий за величиною з внеском процесу танення льодовиків і льодяних шапок, але, якщо аналіз обмежити періодом 1993—2003 рр., цей процес явно стає *найбільшим фактором* підйому рівня моря. Проте, можливо, це пов'язано з кліматичною мінливістю на масштабі десятиріч (рис. 6.19). В цілому, за період 1961—2003 рр. підйом рівня моря оцінюється близько 1,8 мм/рік. Це не дуже відрізняється від оцінок для першої половини XX століття, але набагато менше від швидкостей підйому, що спостерігаються після 1997 р. — 3,16 мм/рік. Протягом XX століття в цілому загальний підйом рівня моря становить близько 20 см.

В XXI столітті очікується, що теплове розширення океану і танення льодовиків і льодяних шапок залишаться як дві головні причини підйо-

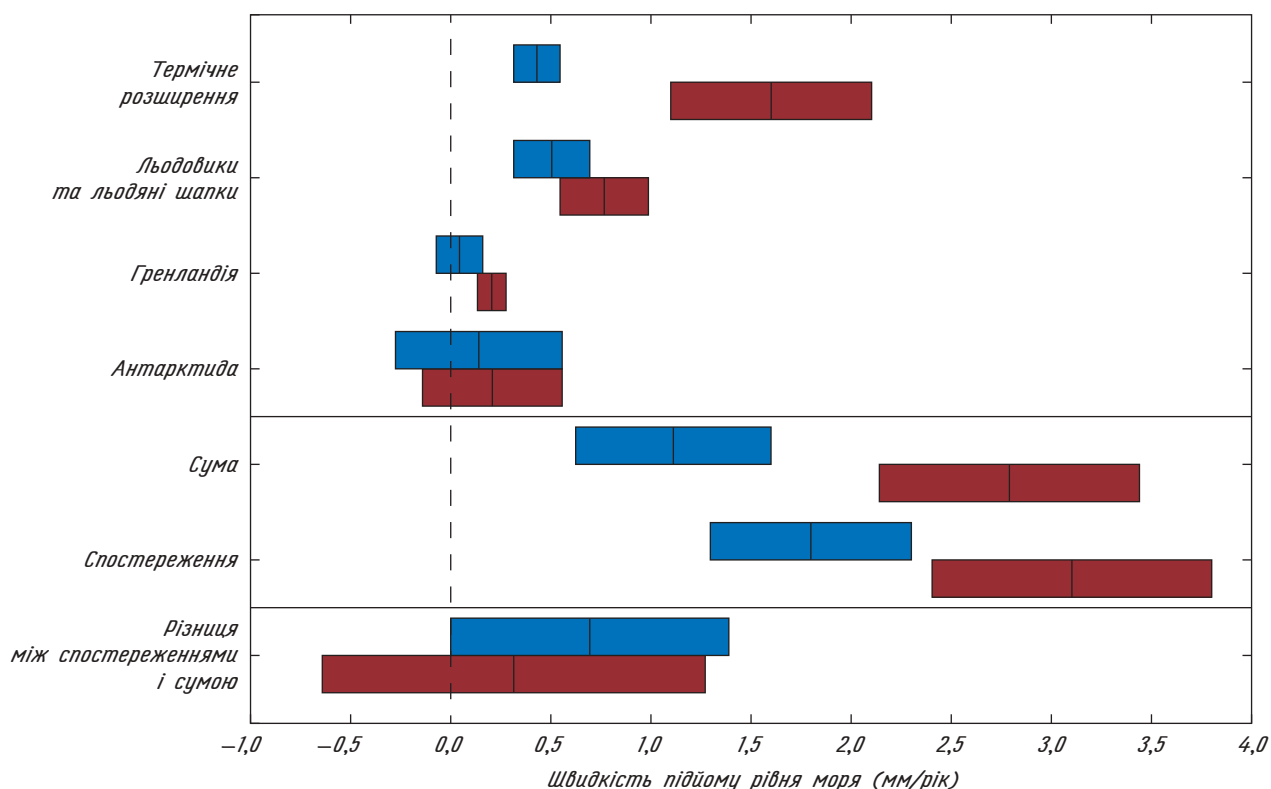


Рис. 6.19. Оцінки внесків (верхні чотири рядки) до балансу глобальної середньої зміни рівня моря, сума цих оцінок внесків і швидкість підйому, що спостерігається (середні два рядки), і спостережувана швидкість мінус сума внесків (нижній рядок). Блакитний колір — за даними 1961—2003 рр.; коричневий колір — за 1993—2003 рр. Ширина рядка становить 90 %-й діапазон похибки. Похибка для сум обчислена як квадратний корінь із суми квадратів помилок кожного внеску. Похибка для різниці розрахована як сума похибок суми і швидкості, що спостерігається. Джерело: *Binoff et al. (2007)*

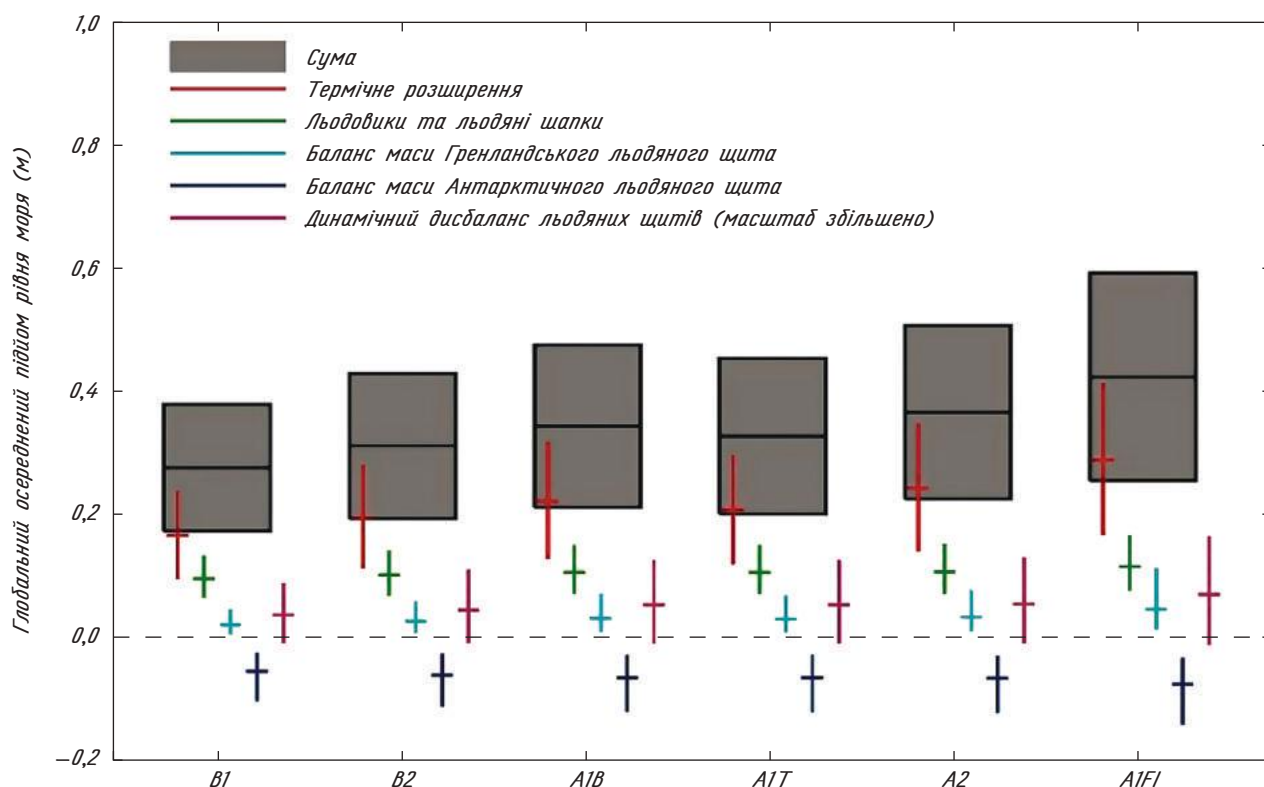


Рис. 6.20. Проекції і невизначеність (в діапазоні 5—95 % ймовірності) глобального середнього підйому рівня моря і його складові у 2090—2099 рр. (відносно періоду 1980—1999 рр.) для шести реперних сценаріїв SRES. Прогноз підйому рівня моря припускає, що прискорення потоку льоду останніх часів залишається незмінним, тому частина сучасної маси льодяних щитів буде знаходитися у нестійкому стані. Джерело: Meehl et al. (2007)

му рівня моря. Ймовірно, Гренландія додасть деяку частку у цей процес. Проте в Антарктиді прогнозується невелике накопичення льоду за рахунок додаткових опадів над континентом, пов'язаних з потеплінням (див. п. 6.2.3), які приблизно дорівнюють додатковому таненню по краях щита. Дійсно, температури в центрі Антарктиди є такими низькими, що потепління, яке має відбутися протягом століття, нездатне привести там до будь-якого танення.

Залежно від сценарію оцінки рівнів моря в останньому повідомленні IPCC в кінці XXI століття на 20—60 см вищі, ніж наприкінці XX сторіччя (рис. 6.20). Проте все ще залишається багато невизначеності. Моделі льодяних щитів, використані для цих оцінок (див. п. 3.3.6), не включають адекватний опис швидких змін потоку льоду, які відбуваються на відносно малих масштабах (від кілометра або навіть менше — до декількох сотень метрів), які, можливо, переносять лід до океану або до більш теплих районів, де він може розтанути відносно швидко. Ці швидкі зміни потоку льоду, можливо, є високочастотними коливаннями, що відфільтровуються при стандартному кліматичному осередненні та не проявляються при аналізі змін за століття або більше. Проте гіпотетично вони можуть генерувати великомасштабну нестійкість частин льодяних щитів, що потенційно має знач-

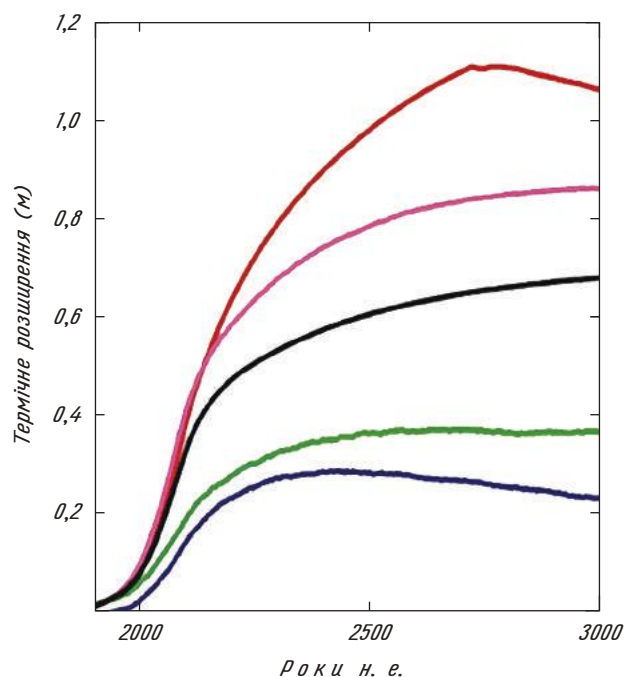


Рис. 6.21. Зміни рівня моря (відносно передіндустріального періоду), спричинені тепловим розширенням, за розрахунками тих же п'яти кліматичних моделей проміжної складності, що й на рис. 6.16, для сценарію, в якому концентрація досягає рівня 750 ppm у 2100 році, але перед цим викиди раптово зменшуються до нуля. Джерело: Meehl et al. (2007)

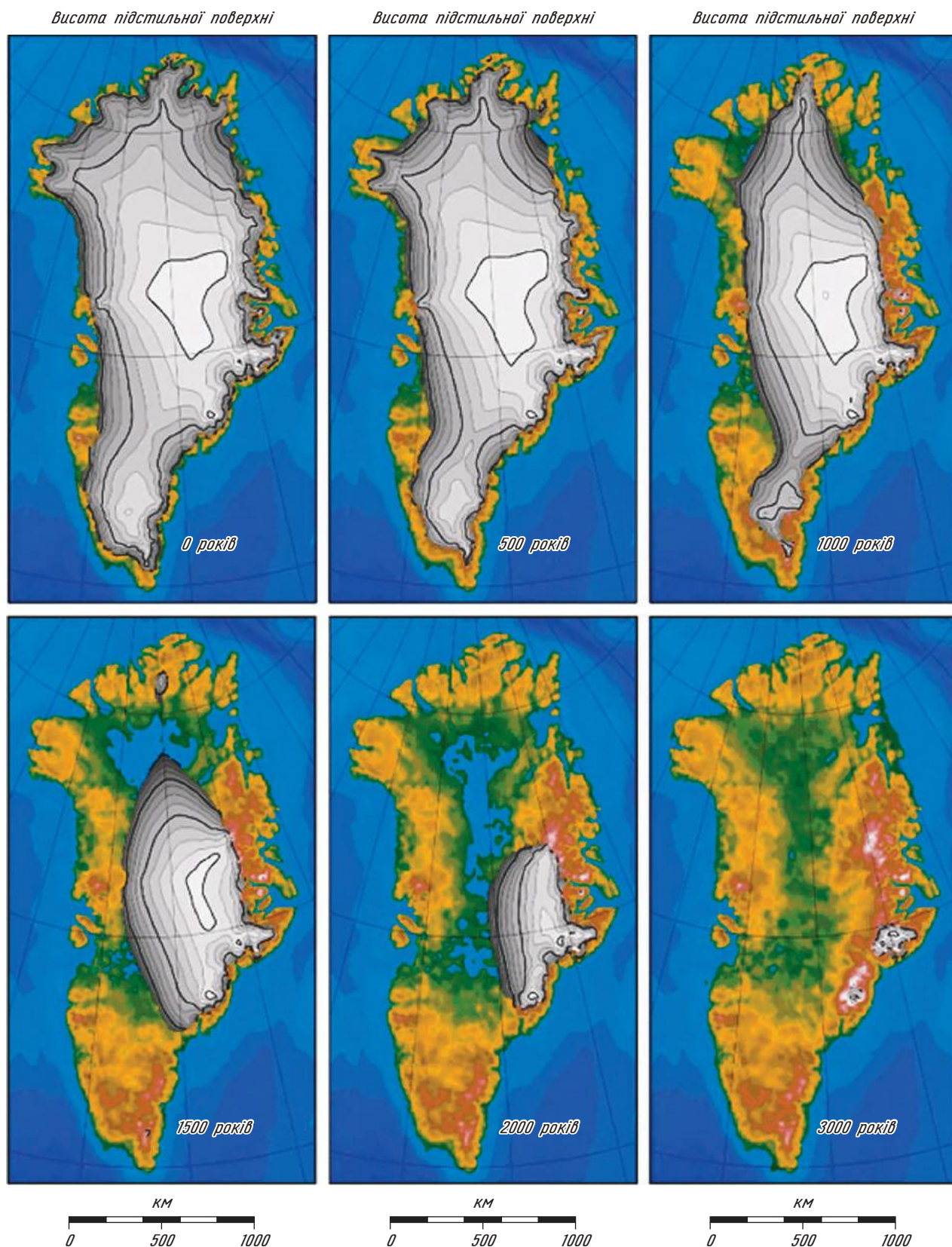


Рис. 6.22. Зміни Гренландського льодяного щита за сценарієм, в якому концентрація  $\text{CO}_2$  протягом 3000 років утримується на рівні, в чотири рази більшому, ніж у передіндустріальному періоді (сценарій 4-разового перевищення  $\text{CO}_2$ ). Розрахунки виконані на кліматичній моделі проміжної складності LOVECLIM і показують прогностичні умови на існуючій поверхні суші. Море і поверхня суші, розташована нижче рівня моря, показані блакитним кольором, вільна від льодяного покриву тундра — коричневим і зеленим, льодяний щит — білим та сірим кольорами. Інтервали контурних ліній висот льодяного покриву становлять 250 м, з основними товстими лініями з інтервалом 1000 м. Джерело: Fichefet et al., 2007

ні наслідки для балансу маси льодяного щита і тому — для підйому рівня моря. Через це були запропоновані альтернативні методи, засновані на простих статистичних співвідношеннях між зростанням приземної температури і підйомом рівня моря. Ці дослідження передбачають, що підйом рівня моря в діапазоні від 75 до 190 см в кінці XXI століття не видається неправдоподібним (напр., *Vermeer and Rahmstorf, 2009*).

Навіть якщо після 2100 р. концентрація CO<sub>2</sub> в атмосфері стабілізується або зменшиться, за існуючими розрахунками рівень моря буде й надалі швидко підійматися (див. рис. 6.17). По-перше, необхідно, щоб глибинні шари океану досягли рівноваги з новими поверхневими умовами, що приведе до потепління глибокого океану і тому — до його теплового розширення протягом декількох століть (рис. 6.21). По-друге, теплова інерція льодяних щитів дуже велика — для їх повного розтоплення потрібно від декількох тисячоліть до десятків тисячоліть, навіть при значному потеплінні.

За виконаними оцінками, наприклад, для того, щоб розтопити повністю Гренландський льодяний щит, необхідне потепління в цьому регіоні близько 3–6 °C, що нереально з огляду на проєкції потепління, розраховані за існуючими сценаріями. Танення льодяного щита буде починатися на його периферії і поступово просуватися до центра острова. І через 3000 років такого нереалістичного потепління льодяний покрив залишається тільки в горах на сході острова (див. рис. 6.22). В міру відступу Гренландського льодяного щита материкова порода буде поволі підніматися, тому що зменшується тиск на неї за рахунок ваги товщі льоду (п. 1.4.1). Це спочатку зумовить появу великих віддалених від моря озер, що знаходяться нижче рівня моря. Але через 3000 років майже всі материкові вдавнені райони, що знаходилися нижче рівня моря, піднімуться. Додамо, що таке гіпотетичне повне розтоплення Гренландського льодяного щита призведе за розрахунками до підйому рівня моря приблизно на 7 м.

У порівнянні з описаним гіпотетичним сценарієм для Гренландії процес танення в Антарктиді буде набагато меншим і повільнішим. Це зумовлено як розмірами Антарктичного льодяного щита, так і дуже низькими температурами повітря, що спостерігаються зараз над цим щитом. Проте на схожих з Гренландським сценарієм часових масштабах істотне танення льодяного щита також, можливо, відбудеться в деяких областях Східної Антарктиди.

#### Використана література та література для поглибленого вивчення

Елисеєв А. В. Оценка изменения характеристик климата и углеродного цикла в XXI веке с учетом

неопределенности значений параметров наземной биоты / Елисеєв А. В. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. — 2011. — Т. 47, № 2. — С. 147—170.

Елисеєв А. В. Сравнение климатической эффективности механизмов изменения альbedo поверхности суши при землепользовании / Елисеєв А. В. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. — 2011. — Т. 47, № 3. — С. 318—329.

Archer D. and V. Brovkin (2008). The millennial atmospheric lifetime of anthropogenic CO<sub>2</sub>. *Climatic Change* 90, 283—297.

Bindoff, N. L., J. Willebrand, V. Artale, A. Cazenave, J. Gregory, S. Gulev, K. Hanawa, C. Le Quéré, S. Levitus, Y. Nojiri, C. K. Shum, L. D. Talley and A. Unnikrishnan (2007). Observations: Oceanic Climate Change and Sea Level. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor and H. L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. ([www.ipcc.ch](http://www.ipcc.ch)).

Cadule P., L. Bopp, and P. Friedlingstein (2009). A revised estimate of the processes contributing to global warming due to climate-carbon feedback. *Geophys. Res. Lett.* 36, L14705, doi:10.1029/2009GL038681

Fichefet, T., E. Driesschaert, H. Goosse, P. Huybrechts, I. Janssens, A. Mouchet, and G. Munhoven (2007). Modelling the evolution of climate and sea level during the next millennium (MILMO). Scientific Support Plan for a Sustainable Development Policy, SPSP II, Part 2: Global Change, Ecosystems and Biodiversity, Atmosphere and Climate, Belgian Science Policy, Brussels, 131 pp.

Friedlingstein P., P. Cox, R. Betts, L. Bopp, W. Von Bloh, V. Brovkin, P. Cadule, S. Doney, M. Eby, I. Fung, G. Bala, J. John, C. Jones, F. Joos, T. Kato, M. Kawamiya, W. Knorr, K. Lindsay, H. D. Matthews, T. Raddatz, P. Rayner, C. Reick, E. Roeckner, K.-G. Schnitzler, R. Schnur, K. Strassmann, A. J. Weaver, C. Yoshikawa, and N. Zeng (2006). Climate—carbon cycle feedback analysis: results from the C4MIP model intercomparison. *Journal of Climate*, 19, 3337—3353.

Goosse H., Barriat P. Y., Lefebvre W., Loutre M. F. and Zunz V. (2009). Introduction to climate dynamics and climate modeling. NOAA-CIRES Clim. Diag. Cent. Boulder, Colorado.

Hawkins E. and R. Sutton (2009). The potential to narrow uncertainty in regional climate predictions', *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90, 1095—1107 (<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/2009BAMS2607.1>).

Knohl A., Veldkamp E. (2011) Global change: Indirect feedbacks to rising CO<sub>2</sub> // *Nature*, vol. 475, 177—178.

Meehl, G. A., T. F. Stocker, W. D. Collins, P. Friedlingstein, A. T. Gaye, J. M. Gregory, A. Kitoh, R. Knutti, J. M. Murphy, A. Noda, S. C. B. Raper, I. G. Watterson, A. J. Weaver and Z.-C. Zhao (2007). Global Climate Projections. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor and H. L. Miller (eds.)]. Cambridge Univer-

sity Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. ([www.ipcc.ch](http://www.ipcc.ch)).

Moss R., M. Babiker, S. Brinkman, E. Calvo, T. Carter, J. Edmonds, I. Elgizouli, S. Emori, L. Erda, K. Hibbard, R. Jones, M. Kainuma, J. Kelleher, J.-F. Lamarque, M. Manning, B. Matthews, J. Meehl, L. Meyer, J. Mitchell, N. Nakicenovic, B. O'Neill, R. Pichs, K. Riahi, S. Rose, P. Runci, R. Stouffer, D. van Vuuren, J. Weyant, T. Wilbanks, J. P. van Ypersele, M. Zurek (2007). Towards new scenarios for analysis of emissions, climate change, impacts, and response strategies, IPCC expert meeting report, 19–21 September, 2007, Noordwijkerhout, The Netherlands, 166 pp. (<http://www.aimes.ucar.edu/docs/IPCC.meetingreport.final.pdf>).

Moss R. H., J. A. Edmonds, K. A. Hibbard, M. R. Manning, S. K. Rose, D. van Vuuren, T. R. Carter, S. Emori, M. Kainuma, T. Kram, G. A. Meehl, J. F. B. Mitchell, N. Nakicenovic, K. Riahi, S. J. Smith, R. J. Stouffer and A. M. Thomson (2010). The next generation of scenarios for climate change research and assessment // *Nature* vol. 463, 747–756.

Nakicenovic N. and R. Swart (eds.) (2000). IPCC Special report on emission scenarios Cambridge University Press, UK. pp 570 (<http://www.ipcc.ch/ipccreports/sres/emission/index.php?idp=0>).

Shepherd A., E. R. Ivins, Geruo, V. R. Barletta, M. J. Bentley, S. Bettadpur, K. H. Briggs, D. H. Bromwich, R. Forsberg, N. Galin, M. Horwath, S. Jacobs, I. Joughin, M. A. King, J. T. M. Lenaerts, J. Li, S. R. M. Ligtenberg, A. Luckman, S. B. Luthcke, M. McMillan, R. Meister, G. Milne, J. Mouginot, A. Muir, J. P. Nicolas, J. Paden, A. J. Payne, H. Pritchard, E. Rignot, H. Rott, L. Sandberg Sørensen, T. A. Scambos, B. Scheuchl, E. J. O. Schrama, B. Smith, A. V. Sundal, J. H. van Angelen, W. J. van de Berg, M. R. van den Broeke, D. G. Vaughan, I. Velicogna, J. Wahr, P. L. Whitehouse, D. J. Wingham, D. Yi, D. Young, H. J. Zwally (2012). A Reconciled Estimate of Ice-Sheet Mass Balance. // *Science* 30, vol. 338, No 6111, 1183–1189.

Solomon, S., D. Qin, M. Manning, R. B. Alley, T. Berntsen, N. L. Bindoff, Z. Chen, A. Chidthaisong, J. M. Gregory, G. C. Hegerl, M. Heimann, B. Hewitson, B. J. Hoskins, F. Joos, J. Jouzel, V. Kattsov, U. Lohmann, T. Matsuno, M. Molina, N. Nicholls, J. Overpeck, G. Raga, V. Ramaswamy, J. Ren, M. Rusticucci, R. Somerville, T. F. Stocker, P. Whetton, R. A. Wood and D. Wratt, 2007: Technical Summary. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

*State of the Cryosphere*. (2012, October 24) Sea Ice. National Snow and Ice Data Center. (<http://earthobservatory.nasa.gov/IOTD/view.php?id=79521>)

van Groenigen K. J., C. W. Osenberg, B. A. Hungate (2011). Increased soil emissions of potent greenhouse gases under increased atmospheric CO<sub>2</sub> // *Nature*. vol. 475, 214–216.

Vermeer M. and S. Rahmstorf (2009). Global sea level linked to global temperature. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, vol. 106, 21527–21532 (<http://www.pnas.org/content/106/51/21527>).

## Питання для самоперевірки

### 1. Питання, на яких необхідно сконцентрувати увагу при вивченні розділу

Основні особливості процедури розробки сценаріїв викидів парникових газів у XXI столітті.

Характеристики сценарних сімей SRES та відповідна динаміка викидів вуглецю, концентрації CO<sub>2</sub> в атмосфері та оксидів сульфату у XXI столітті.

Динаміка викидів вуглецю, оксидів сульфату та концентрації CO<sub>2</sub> в атмосфері у XXI столітті за траєкторіями RCP.

Проекції змін глобальної температури повітря та кількості опадів у XXI столітті.

Просторовий розподіл змін температури повітря та кількості опадів у XXI столітті.

Вплив джерел невизначеності на глобальні та регіональні проекції змін, а також на проекції різних часових періодів у XXI столітті.

Проекції змін льодяного покриву океанів у XXI столітті.

Проекції змін океанської циркуляції у XXI столітті.

Можливі зміни у зворотних зв'язках «клімат—вуглець» у XXI столітті.

Можливі зміни вуглецевого циклу на великих проміжках часу у майбутньому.

Можливі зміни рівня Світового океану на великих проміжках часу у майбутньому.

Можливі зміни площі льодяних щитів на великих проміжках часу у майбутньому.

### 2. Питання для перевірки знань

1. Головна різниця між сценаріями SRES (Спеціальний звіт по сценаріях викидів) та сценаріями RCP (Характерні траєкторії змін концентрації) полягає у тому, що при розробці SRES першим кроком була оцінка майбутніх викидів, в той час як при розробці RCP спочатку оцінювалися майбутні зміни радіаційного форсингу:

а) це речення вірне;

б) це речення невірне.

2. Впродовж XXI століття у більшості сценаріїв глобальні викиди оксидів сульфату суттєво зменшуються, але в той же час концентрація CO<sub>2</sub> в атмосфері зростає:

а) це речення вірне;

б) це речення невірне.

3. При осередненні результатів декількох GCM-моделей, включених до 4-го оціночного звіту IPCC, глобальне потепління до 2100 року має становити:

— 1,0 °C для сценарію B1, 2,0 °C для сценарію A1B та 2,5 °C для сценарію A2;

— 2,0 °C для сценарію B1, 3,0 °C для сценарію A1B та 3,5 °C для сценарію A2;

— 2,0 °C для сценарію B1, 3,5 °C для сценарію A1B та 5,0 °C для сценарію A2.

4. Внутрішня мінливість кліматичної системи є джерелом невизначеності будь-якого сценарію. Її відносний вплив більший для оцінок на кінець XXI століття, ніж для оцінок на наступне десятиріччя:

а) це речення вірне;

б) це речення невірне.

5. Проекції змін клімату на 2100 рік характеризуються:

- зростанням інтенсивності термохалінної циркуляції в Атлантичному океані;

- глобальним зростанням середньої кількості опадів і в той же час їх зменшенням у деяких районах, наприклад у Середземноморському басейні;

- значним зменшенням протяжності морської криги в Арктиці у літній сезон;

- більш суттєвим, ніж в Арктиці, потеплінням у тропічних районах;

- більш суттєвим, ніж над океанами, потеплінням над континентами.

6. Протягом наступних десятиліть частка антропогенного CO<sub>2</sub>, що викидається в атмосферу при спалюванні викопного пального, буде поглинатися океаном. Але ця частка буде меншою, ніж у минулі десятиліття:

- а) це речення вірне;

- б) це речення невірне.

7. Зміни клімату впливають на біогеохімічні цикли, генеруючи «клімат—вуглець» як додатні, так й від'ємні зворотні зв'язки. При цьому сумарний вплив є додатним. Серед наведених нижче зв'язків виділіть додатні:

- майбутні зміни клімату, вірогідно, будуть пов'язані з посиленням океанічної стратифікації та послабленням океанічної циркуляції;

- потепління впливатиме на процеси гниття у ґрунті;

- зміни клімату впливатимуть на первинну продукцію;

- потепління впливатиме на розчинність CO<sub>2</sub> в океані.

8. На великих проміжках часу взаємодії між океанськими відкладами та атмосферним руйнуванням скель буде спричиняти зменшення концентрації CO<sub>2</sub> в атмосфері. Якщо протягом наступних десятиліть концентрація CO<sub>2</sub> в атмосфері досягне щонайменше 500 ppm, через який час вона зменшиться до значень, які спостерігалися у передіндустріальний період:

- декілька тисяч років;

- декілька десятиліть;

- декілька століть.

9. Впродовж 1993—2003 рр. найбільший внесок у підвищення рівня Світового океану був від:

- танення льодяного щита Гренландії;

- танення льодяного щита Антарктиди;

- термічного розширення океану;

- танення льодовиків та крижаних шапок гір.

10. Повне танення Гренландського льодяного щита, вірогідно, займає декілька тисячоліть. Це спричинить підйом рівня Світового океану на:

- 50 м;

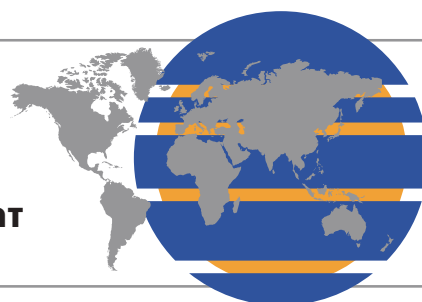
- 7 м;

- 2 м.

**Д О Д А Т О К. КОПЕНГАГЕНСЬКИЙ ДІАГНОЗ. ОГЛЯД ОСТАННІХ  
ДОСЯГНЕНЬ НАУКИ ПРО КЛІМАТ**

**КОПЕНГАГЕНСЬКИЙ ДІАГНОЗ**

**Огляд останніх досягнень науки про клімат**



2009

**THE COPENHAGEN DIAGNOSIS, 2009:** Updating the World on the Latest Climate Science. I. Allison, N. L. Bindoff, R. A. Bindshadler, P. M. Cox, N. de Noblet, M. H. England, J. E. Francis, N. Gruber, A. M. Haywood, D. J. Karoly, G. Kaser, C. Le Quéré, T. M. Lenton, M. E. Mann, B. I. McNeil, A. J. Pitman, S. Rahmstorf, E. Rignot, H. J. Schellnhuber, S. H. Schneider, S. C. Sherwood, R. C. J. Somerville, K. Steffen, E. J. Steig, M. Visbeck, A. J. Weaver. The University of New South Wales Climate Change Research Centre (CCRC), Sydney, Australia, 60 pp.



**UNSW**  
THE UNIVERSITY OF NEW SOUTH WALES

© 2009 UNSW Climate Change Research Centre,  
UNSW Sydney NSW 2052, Australia

## ВСТУП

Пройшло більше трьох років з моменту завершення роботи над 4-ю оціночною доповіддю IPCC. З тих пір були опубліковані сотні наукових праць на теми, пов'язані зі змінами клімату, спричиненими діяльністю людства. Метою цієї доповіді є узагальнення найбільш політично значущих наукових даних, одержаних з моменту завершення роботи над 4-ю доповіддю IPCC. Є дві підстави для цього. По-перше, ця доповідь служить проміжною оцінкою змін у наукових даних між доповідями IPCC — 5-та доповідь очікується не раніше 2013 р. По-друге, що більш важливе, ця доповідь доповнює 4-ту доповідь IPCC тими змінами, що сталися після неї в кліматології, та присвячена конференції в Копенгагені в грудні 2009 р. і може використовуватися під час будь-яких подальших переговорів з кліматичної тематики.

Доповідь охоплює теми І Робочої групи IPCC, а саме фізичні наукові основи проблеми. Вони включають:

- аналіз викидів парникових газів і їх концентрацій в атмосфері, а також глобальний вуглецевий цикл;

- атмосферу, поверхню суші, океан, основні компоненти кріосфери (лід, льодовики, глетчери, льодяні щити, морська крига і вічна мерзлота);

- палеоклімат, екстремальні погодні явища, рівень моря, прогнози на майбутнє, раптові зміни та особливі системи, сектори і регіони;

- в особливих блоках пояснюються деякі з поширених помилкових уявлень про клімат.

*Доповідь доступна в Інтернеті (англ. мовою): [www.copenhagendiagnosis.com](http://www.copenhagendiagnosis.com)*

## Загальне резюме: Останні найважливіші результати досліджень змін клімату

*Різка збільшення викидів газів, що посилюють «парниковий ефект»:*

У 2008 р. викиди вуглекислого газу при використанні викопних видів палива були майже на 40 % вище, ніж в 1990 р. Навіть якщо світові викиди парникових газів стабілізуються на нинішньому рівні, ймовірність того, що через 20 років потепління перевищить 2 °С, становить 25 %. Це відбудеться навіть при нульовому рівні викидів після 2030 р. Кожен рік зволікання і бездіяльності людства збільшує шанси того, що потепління перевищить 2 °С.

*Зміни глобальної температури в даний час показують, що потепління пов'язане з діяльністю людини:*

Впродовж останніх 25 років кожне десятиліття температура повітря підвищується на 0,19 °С, що повністю відповідає прогнозам, які базують-

ся на посиленні «парникового ефекту». Тенденція до потепління продовжується і протягом останніх десяти років, незважаючи на зниження сонячної активності. Звичайно, спостерігаються і природні короткочасні коливання температури, але це значно не впливає на основну тенденцію до потепління.

*Прискорення процесу танення льодів, льодовиків і льодяних шапок:*

Численні супутникові дослідження і вимірювання льодяного покриву, поза всяким сумнівом, доводять, що льоди, як в Гренландії, так і в Антарктиді, втрачають масу в зростаючому темпі. Танення льодовиків і льодяних шапок в інших частинах Земної кулі також значно швидшало з 1990 р.

*Різка зменшення морського льодяного покриву Арктики:*

Літнє танення арктичного морського льоду значно перевершило очікування кліматичних проєкцій. В 2007—2009 рр. площа танення морського льоду майже на 40 % перевищила прогнози кліматичних змін, представлених в 4-й оцінчій доповіді IPCC.

*Недооцінки нинішнього підвищення рівня моря:*

Значне глобальне підвищення рівня моря, зафіксоване супутниками (в середньому — 3,4 мм/рік за останні 15 років), на 80 % перевищує останні прогнози 4-ї доповіді IPCC. Такий прискорений підйом рівня моря пов'язаний з подвоєнням надходження води в результаті танення льодовиків, льодяних шапок і морських льодів Гренландії і Західної Антарктиди.

*Прогнози підйому рівня моря переглянуті:*

До 2100 р. в результаті неконтрольованих викидів парникових газів підйом рівня моря, ймовірно, буде удвічі вищим, ніж передбачалося в 4-й оцінчій доповіді IPCC, і він може перевищити 1 метр. Найвища встановлена межа — підвищення рівня моря на 2 метри до 2100 р. Після стабілізації глобальної температури підйом рівня моря продовжуватиметься декілька століть і слід чекати його зростання ще на декілька метрів протягом наступних сторіч.

*Зволікання в діях веде до загрози незворотних збитків:*

Якщо в ХХІ столітті потепління буде подовжуватися, у декількох уразливих складових кліматичної системи (а саме: материкові льоди, тропічні ліси Амазонки, західноафриканські мусони та ін.) можуть відбутися різкі та/або незворотні зміни. У зв'язку з кліматичними змінами, що відбуваються, ризик перетину «критичних порогів» («критичних точок») різко зростає. Таким чином, подовження очікування більш поглибленого наукового розуміння питань змін клімату може призвести до ситуації, коли кліматична система перетне «критичний поріг» до того, як його значення буде встановлено достовірно.

*Поворотний момент повинен настати скоро:*

Якщо глобальне потепління обмежити максимальною відміткою в 2 °C у порівнянні з передіндустріальними умовами, тоді повинен відбутися сценарій, за яким глобальні викиди парникових газів досягнуть піку в 2015—2020 рр. і потім вони повинні різко скоротитися. Таким чином, для стабілізації глобального клімату вже в цьому столітті необхідно створити безвуглецеву світову економіку з майже нульовими викидами CO<sub>2</sub> і інших газів, що сприяють «парниковому ефекту». Конкретніше, до 2050 р. середньорічні викиди парникових газів повинні становити менше 1 метричної тонни CO<sub>2</sub> на душу населення. Цей показник на 80—95 % нижчий, ніж викиди цих газів на душу населення в розвинених країнах в 2000 р.<sup>1</sup>

## Розділ 1. ПАРНИКОВІ ГАЗИ І ВУГЛЕЦЕВИЙ ЦИКЛ

### Резюме

— Глобальні викиди CO<sub>2</sub> від спалювання викопного палива в 2008 році були на 40 % вищі, ніж в 1990 р. з триразовим прискоренням за останні 18 років.

— Глобальні викиди CO<sub>2</sub> від спалювання викопного палива йдуть по верхній межі найгіршого сценарію викидів з числа розглянутих IPCC.

— Частка викидів CO<sub>2</sub>, що поглинається океаном і наземними екосистемами, ймовірно, знизилася за останні 50 років приблизно на 5 % (з 60 до 55 %), хоча існують значні міжрічні коливання.

### Глобальні викиди CO<sub>2</sub>

У 2008 р. сумарні глобальні викиди CO<sub>2</sub> від спалювання викопного палива, виробництва цементу і змін в землекористуванні (головним чином за рахунок вирубки лісів) були на 27 % вищі, ніж в 1990 р. (*Le Quere et al., 2009*). В тому числі частка викидів CO<sub>2</sub> від спалювання викопного палива і виробництва цементу виросла за цей час на 40 %<sup>2</sup>. Швидкість зростання викидів від спалювання викопного палива по-

троїлася за 18 років, з 1,0 % на рік в 1990-х до 3,4 % на рік в 2000—2008 рр. (див. рис. 1). Це пояснюється в основному швидкими темпами зростання з 2000 р. в країнах, що розвиваються (особливо в Китаї), частково — через збільшення міжнародної торгівлі (*Peters and Hertwich, 2008*) та внаслідок гальмування поліпшення питомих показників світової економіки по викидах вуглецю, що спостерігалось раніше (*Raupach et al., 2007*). Глобальні викиди CO<sub>2</sub> від спалювання викопного палива йдуть поблизу верхньої межі найгіршого сценарію викидів з числа розглянутих IPCC (*Nakicenovic et al., 2000*). Навпаки, викиди за рахунок змін в землекористуванні залишаються приблизно незмінними впродовж останніх десятиліть. Попередні дані показують зниження загального об'єму викидів CO<sub>2</sub> в 2009 р., але, найімовірніше, це тимчасовий ефект глобального економічного спаду і він не свідчить про трансформацію світової економіки, необхідну для стабілізації парникових газів в атмосфері.

### CO<sub>2</sub>

Концентрація CO<sub>2</sub> в атмосфері досягла 385 частинок на мільйон (*ppm*) в 2008 році. (рис. 2). Це на 105 *ppm* вище за природний передіндустріальний рівень. Сьогоднішня концентрація вища, ніж в будь-який інший час за останні 800 тис. років і, можливо, за останні 3—20 млн років (*Luthi et al., 2008; Tripati et al., 2009; Raymo et al., 1996*). Концентрація CO<sub>2</sub> зростала на 1,9 *ppm*/рік у період з 2000р. по 2008 р. у в порівнянні з 1,5 *ppm*/рік у 1990-х роках. Ця швидкість в 10 разів більше тих значень, що спостерігалися у минулому за даними, одержаними з досліджень льодяних кернів. У будь-якому разі така велика швидкість, якби вона мала місце за останні 22 тис. років, була б помітна в цих даних льодяних кернів (*Joos and Spahni 2008*).

### Метан

Концентрація метану в атмосфері з 2007 р. зросла до 1800 частинок на мільярд (*ppb*) після майже десятиліття незначних змін. Причини залишаються поки невизначеними. Просторовий розподіл метану вказує на домінуючу роль у викидах Північної півкулі, але їх джерело залишається поки невідомим. Відомими причинами викидів метану є багато промислових процесів і природні джерела. Річні індустріальні викиди метану важко підрахувати.

Викиди з природних джерел можуть зростати при підвищенні температури. Як це відбувається, можна дослідити в ході танення вічної мерзлоти в Швеції (див. розділ про вічну мерзло-

<sup>1</sup> В 2010 році в Україні цей показник складав близько 7 т CO<sub>2</sub>/рік, а у 1990 р. — майже 15 т CO<sub>2</sub>/рік. Джерело: *Olivier J. G. J. et al. (2011)*. — Прим. перекл.

<sup>2</sup> У 2010 році сумарні глобальні викиди CO<sub>2</sub> перевищили рівень 1990 р. вже на 45 %, що більше, ніж передбачалося у найгіршому сценарії викидів A1FI. Джерело: *Olivier J. G. J. et al. (2011)*. — Прим. перекл.

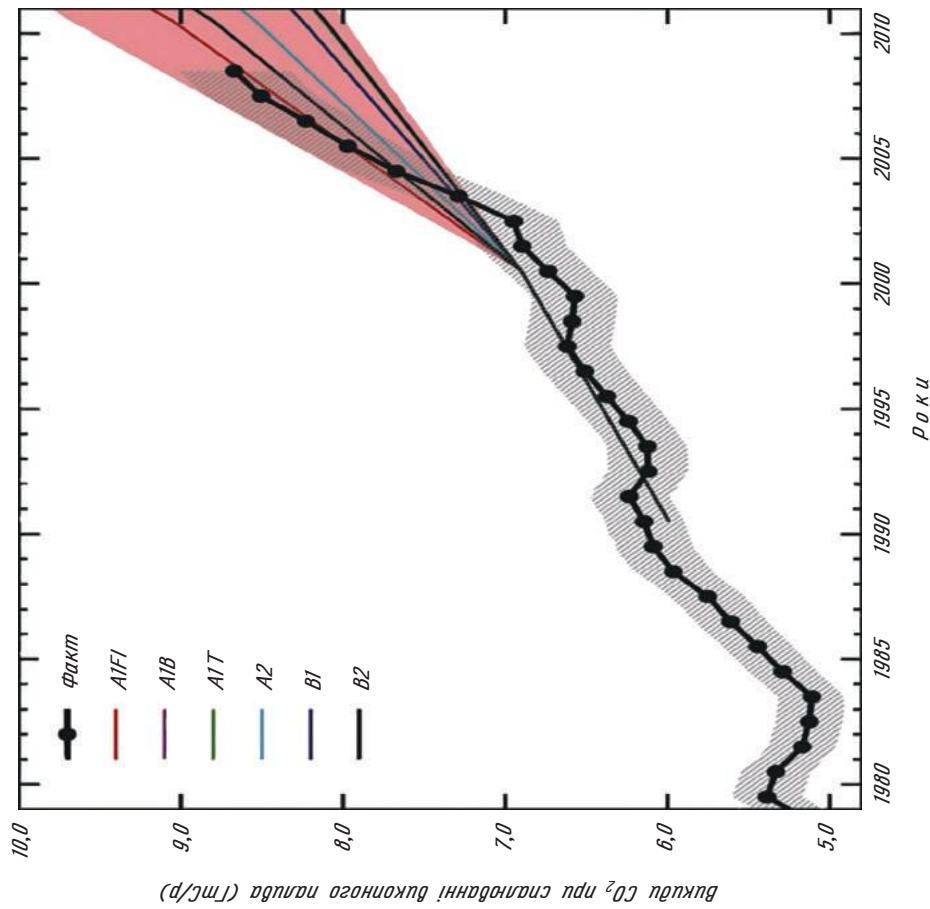


Рис. 1. Глобальні викиди  $\text{CO}_2$  (у ГтС/рік) від спалювання викопного палива і виробництва цементу, що спостерігалися, у порівнянні зі сценаріями викидів IPCC (Le Quere et al., 2009). Дані спостережень до 2006 року отримані з Інформаційного центру спостережень за вуглекислим газом Департаменту енергетики США (CDIAC), а дані за 2007 та 2008 роки базуються на економічних розрахунках. Сценарії викидів IPCC взяті з роботи Nakicenovic et al (2000). Затінена червоною кольором область охоплює увесь діапазон сценаріїв IPCC. Викиди в 2009 році, вірогідно, будуть приблизно на 3 % нижче за рівень 2008-го і близькими до рівня 2007 р. Це зниження еквівалентне припиненню глобальних викидів приблизно на 2—4 тижні. Прим. перекл.: у 2010 р. глобальні річні викиди  $\text{CO}_2$  досягли 9 ГтС (Джерело: Olivier J. G. J. et al., 2011)

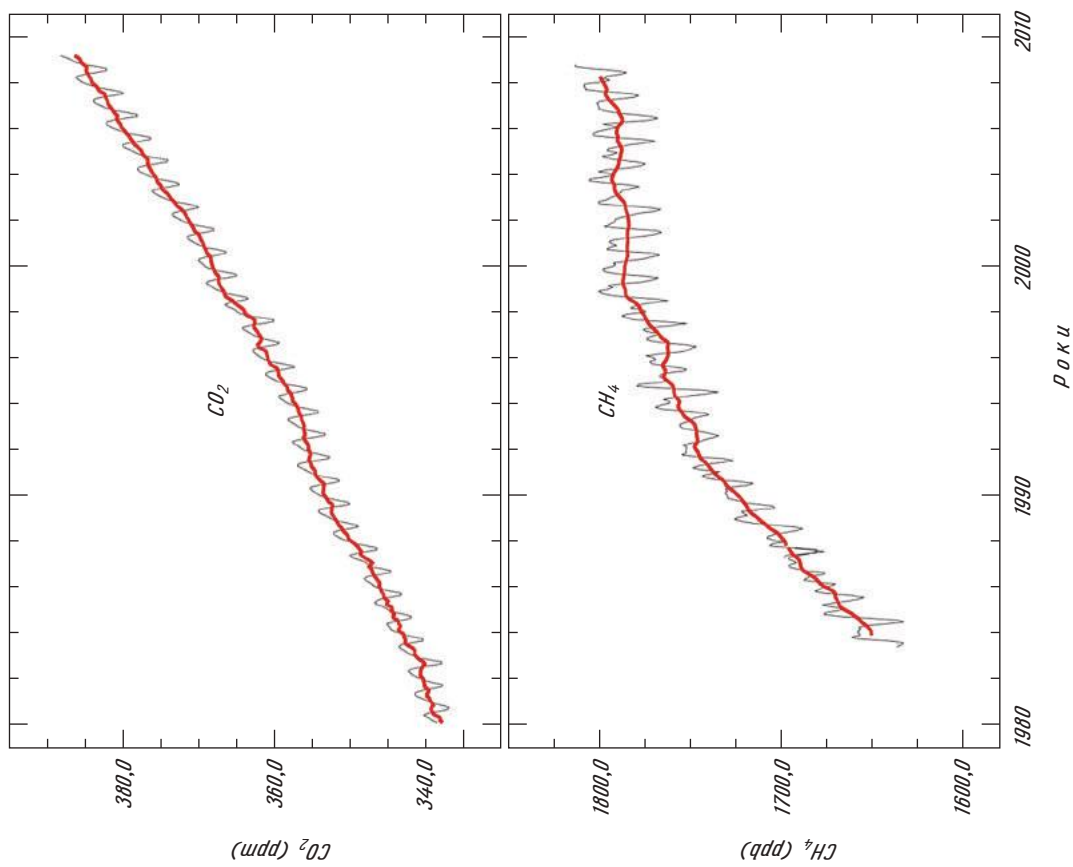


Рис. 2. Зміни концентрації  $\text{CO}_2$  (верхній рисунок) і метану (нижній рисунок) в атмосфері. Червона лінія проведена без урахування сезонних коливань.  $\text{CO}_2$  і метан — два найважливіші парникові гази. Крива  $\text{CO}_2$  характеризує глобальну концентрацію, дані по метану відносяться тільки до станції Мауна Лоа. Дані спостережень одержані Лабораторією спостережень за системою Земля NOAA (США)

ту), але немає даних спостережень щодо інтенсивності цього процесу на великих масштабах, щоб пов'язати його із зростанням концентрації метану в атмосфері. Якщо причиною поточного зростання є викиди з природних джерел, цей процес може продовжуватися десятиліття і сторіччя, підсилюючи парникове навантаження на атмосферу.

### «Сховища» CO<sub>2</sub> та їх потенційна вразливість у майбутньому

Океанські і наземні резервуари (т. зв. «сховища») CO<sub>2</sub> продовжують поглинати більше половини сумарного об'єму викидів CO<sub>2</sub>. Проте за останні 50 років частка викидів, що поглинаються ними, ймовірно, знизилася приблизно на 5 % (з 60 до 55 %) (Canadell et al., 2007).

Невпевненість в оцінках пов'язана в основному з істотними фоновими міжрічними коливаннями і невизначеностями у викидах CO<sub>2</sub>, пов'язаними зі змінами у землекористуванні.

Відгуком на зміни клімату є падіння ефективності «сховищ», що відбувається (Le Quere et al., 2009). Довгострокове зниження їх ефективності, у свою чергу, ймовірно, підсилюватиме зміни клімату, оскільки все більша кількість CO<sub>2</sub> залишатиметься в атмосфері. Багато нових досліджень показали зменшення ефективності океанських «сховищ» у поглинанні антропогенного CO<sub>2</sub> в останні роки. В Південному океані стік атмосферного CO<sub>2</sub> не збільшується з 1981 р., незважаючи на значне зростання CO<sub>2</sub> в атмосфері (Le Quere et al., 2007; Metzl, 2009; Takahashi et al., 2009). Цей ефект, ймовірно, є наслідком посилення вітрів у цьому регіоні, з чим, у свою чергу, пов'язують зменшення концентрації озону (Lovenduski et al., 2008). Аналогічно в Північній Атлантиці стік CO<sub>2</sub> знизився з 1990 р. на ~50 % (Schuster et al., 2009), хоча частину цього зниження пояснюють природною мінливістю (Thomas et al., 2008).

Вразливість глобальних «сховищ» у майбутньому не переглядалася з моменту виходу 4-ї оціночної доповіді ІРСС. Поточні знання вказують на високу ймовірність зменшення ефективності «сховищ» протягом нинішнього століття, наземні «сховища» навіть самі стануть джерелом CO<sub>2</sub> (Friedlingstein et al., 2006). За розрахунками існуючих кліматичних моделей наслідком відгуку «сховищ» на підвищення рівня CO<sub>2</sub> в атмосфері та зміни клімату, можливо, буде зростання глобального потепління на 5—30 %. Доступні дані спостережень недостатні для підтвердження або спростування максимальних значень цього діапазону (Le Quere et al., 2009).

Чи досяг парниковий ефект насичення, так що додавання CO<sub>2</sub> в атмосферу вже нічого не змінює?

Ні, і цього не очікується. Парниковий ефект не досяг насичення навіть на планеті Венера з парниковою атмосферою, яка складається на 96 % з CO<sub>2</sub> і де температура поверхні досягає 467 °C, що більше, ніж на Меркурії (Weart and Pierrehumbert, 2007). Причина проста: із зростанням висоти повітря стає більш розрідженим. Теплове випромінювання покидає землю і йде в космос переважно не з поверхні землі, а з верхньої атмосфери — в середньому з висоти близько 5,5 км. Додавання CO<sub>2</sub> змінює ситуацію. При додаванні CO<sub>2</sub> в шар, що знаходиться поблизу земної поверхні, де ефект від CO<sub>2</sub> в основному досяг насичення, він стає товще — можна уявити це як шар туману, видимого тільки в інфрачервоному світлі. Коли цей шар туману зростає, теплове випромінювання може йти в космос тільки з більшої висоти в атмосфері і температура рівноважного випромінювання — 18 °C буде досягнута на більшій висоті. Це зрушення вгору означає нагрів поверхні, оскільки при русі вниз температура в атмосфері зростає на 6,5 °C на кілометр через зростання тиску. Таким чином, додавши 1 км до «шару туману» CO<sub>2</sub> навколо Землі, ми збільшуємо температуру на поверхні приблизно на 6,5 °C.

## Розділ 2. АТМОСФЕРА

### Резюме

— Глобальні температури, вологість і тенденції в розподілі опадів показують певну спрямованість, яку не можна пояснити без врахування причин, пов'язаних із збільшенням концентрацій парникових газів.

— Кожен рік ХХІ сторіччя (2001—2008 рр.) знаходиться в першій десятці найтепліших з початку реєстрації температури років, незважаючи на відносно слабку світність Сонця в останні декілька років.

— Глобальні зміни температури атмосфери вказують на її стає збільшення з 1970-х років (на ~0,6 °C), що збігається з оцінками впливу парникових газів, зробленими на основі моделювання.

### Тенденції глобальної температури

Четверта оціночна доповідь ІРСС представила «недвозначну картину потепління глобальної кліматичної системи». Тенденція до потепління продовжилася, хоча 2008 рік був холоднішим за 2007 р. (рис. 3). Наприклад, доповідь ІРСС оцінює 25-річний тренд як  $0,177 \pm 0,052$  °C за десятиліття для періоду, що завершується

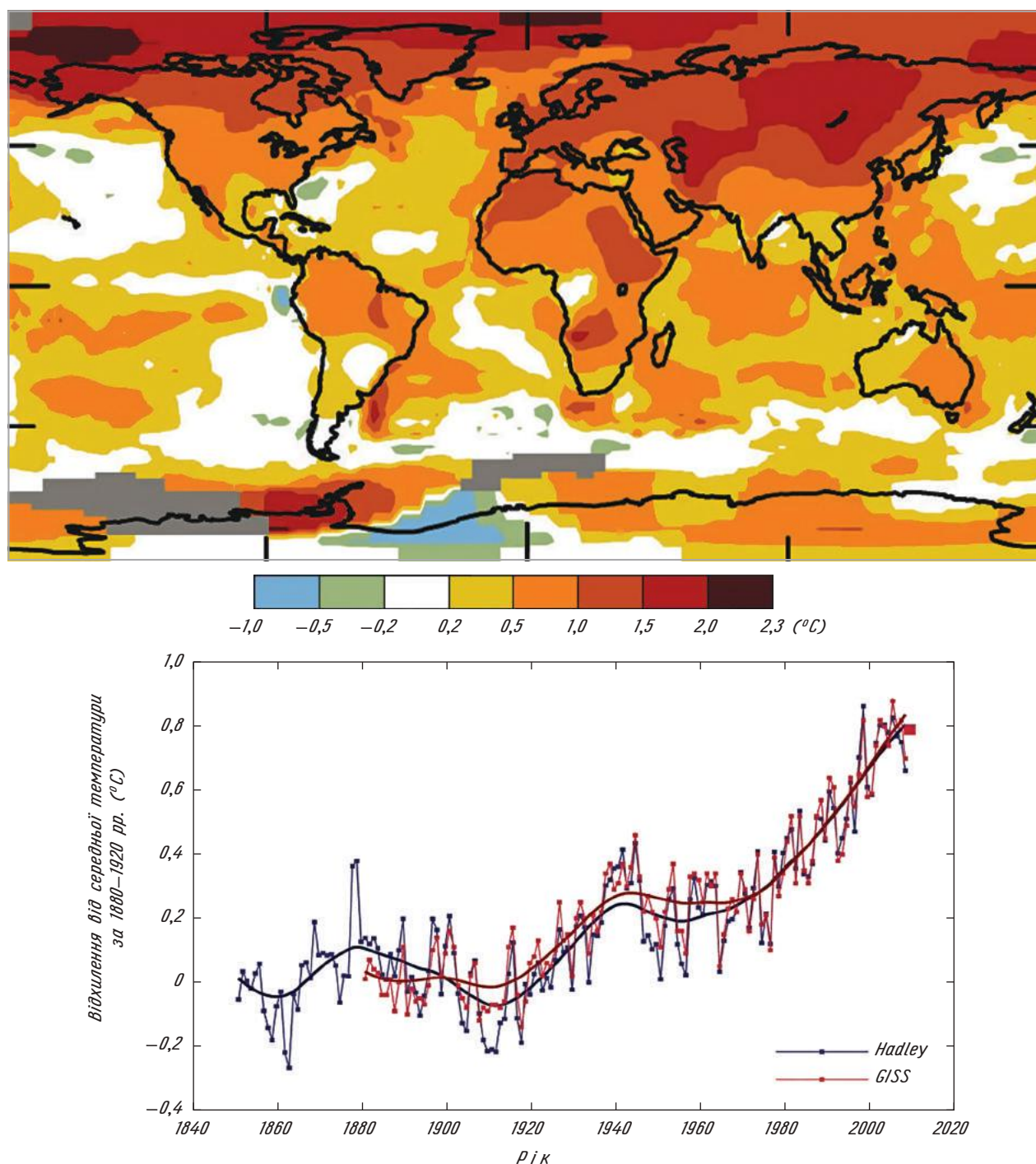


Рис. 3. Зміни температури повітря ( $^{\circ}\text{C}$ ) біля поверхні Землі за 2001—2007 рр. відносно базового періоду 1951—1980 рр. (верхній рисунок). Динаміка змін глобальних середніх температур за період 1850—2009 рр. відносно базового періоду 1880—1920 рр. оцінена по базі даних NASA/GISS (крива червоного кольору) та по об'єднаній базі NASA/GISS і Hadley (крива синього кольору) (нижній рисунок). Реконструкції температури морської поверхні за даними NOAA дають схожий результат. Останні використані для аналізу дані, відмічені червоним квадратом, відносяться до серпня 2009 р.

2006 р. (на основі даних HadCRUT). Включення даних останніх двох років (2007 і 2008) змінює оцінку до  $0,187 \pm 0,052$   $^{\circ}\text{C}$  за десятиліття для періоду, що завершується 2008 р. Таким чином, останні оцінки кліматичного тренда, що спостерігається, демонструють продовження потепління, відповідно до прогнозу IPCC.

Різниця в середніх глобальних температурах між сусідніми роками не має значення в оцінці довгострокових кліматичних тенденцій. В період потепління, що спостерігається протягом XX століття, окремі роки лежать вище або нижче середнього довгострокового тренда через існуючу природну мінливість (приклад — 1998 р.),

це нормальне явище. Наприклад, у 2008 р. відбувалося Ель-Ніньо — природне явище, яке приводить до тимчасового зниження глобальних температур. Одночасно сонячне випромінювання також було близьким до найнижчих значень за весь час спостережень — це інший тимчасовий охолоджуючий кліматичну систему фактор. Без антропогенного потепління ці два чинники у сукупності могли б зробити 2008 р. одним з найхолодніших років за весь час спостережень, тоді як фактично він був 9-м з найтепліших за час спостережень. Це підтверджує сильне парникове розігрівання атмосфери в минулому столітті. Довгостроковий тренд потепління також є ясным і недовозначним (див. рис. 3).

*Чи є потепління природним або антропогенним?*

З моменту публікації 4-ї оціночної доповіді IPCC наше розуміння причин тренда температур, який спостерігається в останнє століття, покращилося. Так, переважна частина потепління, що спостерігається, однозначно пов'язана з дією людського фактора. Наприклад, *Lean and Rind (2008)* проаналізували вплив природних факторів на зміни температури з 1889 р. (наприклад, коливання сонячної активності, виверження вулканів) в порівнянні з впливом людської діяльності. Вони довели, що активність Сонця відповідальна лише за 10 % потепління біля поверхні Землі в минулому столітті, що менше, ніж у попередніх оцінках. В останню чверть століття Сонце взагалі не сприяло існуючій тенденції потепління.

Не існує наукових публікацій, виданих після 4-ї доповіді IPCC, які б заслуговували на довіру і підтримували альтернативні гіпотези для пояснення потепління.

*Чи відбувається потепління в атмосфері вище за нижні шари?*

Четверта оціночна доповідь IPCC відзначала невизначеність, що зберігається в температурних трендах в атмосфері вище за шари, найближчі до земної поверхні. Більшість наборів даних, що були на той момент, свідчила про більш слабе, ніж очікувалося, потепління у частині атмосфери, яка зветься тропічна верхня тропосфера та розташована на висоті від десяти до п'ятнадцяти кілометрів над землею поверхнею. Проте використані при дослідженнях дані спостережень мали серйозні проблеми із стабільністю, особливо в тропічних широтах. За час, що минув, учені виконали додаткові аналізи тих самих даних за допомогою більш строгих математичних методів, а також розробили нові методи оцінки тенденцій температури з використанням даних спостережень за вітром (*Allen and Sherwood, 2008*). Нові оцінки показують більш значне потепління, ніж попередні. Крім того, нові розширені набори оцінок у цілому такі, що модельні прогнози не виходять за їх рамки (*Thorne, 2008*).

Це допомагає вирішити істотну невизначеність, що наведена в 4-й доповіді IPCC (*Santer et al., 2008*).

### **Водяна пара, кількість опадів і гідрологічні цикли**

Нові дослідження і спостереження дали відповідь на запитання, чи приведе потепління клімату до виникнення атмосфери, яка містить більше водяної пари, що збільшило б парниковий ефект і підсилило б потепління. Відповідь позитивна, цей зворотний зв'язок було визначено: вміст водяної пари збільшується в теплій атмосфері (*Dessler et al., 2008*). Супутникові дані показують, що вміст атмосферної вологи над океаном збільшився з 1998 року, і причиною цього є викиди парникових газів (*Santer et al., 2007*).

У 4-й доповіді IPCC не згадувалося ніяких досліджень, що пов'язують тенденції у випаданні опадів, які спостерігаються на 50-річному часовому масштабі, з антропогенними змінами клімату. Зараз такі тенденції можуть бути пов'язані між собою. Наприклад, в роботі *Zhang et al. (2007)* було знайдено, що кількість опадів скоротилася в субтропіках Північної півкулі, але зросла в середніх широтах і що це можна віднести до наслідків спричиненого людиною глобального потепління. Моделі передбачають, що такі тенденції будуть посилюватися в міру зростання температури.

Нещодавні дослідження також показали, що при зростанні вмісту водяної пари в атмосфері дощі стають інтенсивнішими у вже вологих областях (*Wentz et al., 2007; Allan and Soden, 2008*). Їх висновки підтверджують результати попередніх досліджень. Проте останні зміни відбуваються навіть швидше, ніж прогнозувалося, і це підвищує вірогідність того, що майбутні зміни можуть бути серйознішими, чим передбачалося. Це загальна тема останніх наукових результатів: невизначеності, які існували в 4-й оціночній доповіді IPCC, в міру їх розв'язання свідчать про клімат, який є більш чутливим і швидше змінним, ніж вважалося.

*Чи вірне твердження, що останнім часом глобальне потепління сповільнилося або зупинилося?*

Ні. Не існує будь-яких вказівок у наукових даних на уповільнення або припинення спричиненого людством потепління клімату. Глобальні зміни температури, що спостерігаються, повністю відповідають тенденції потепління на  $\sim 0,2$  °C за десятиліття, яке передбачалося в доповіді IPCC, плюс короткострокові коливання, що накладаються на цей тренд (див. рис. 4). Ці коливання завжди присутні і завжди будуть присутні в кліматичній системі. Більшість з цих короткострокових змін пов'язана з коливаннями

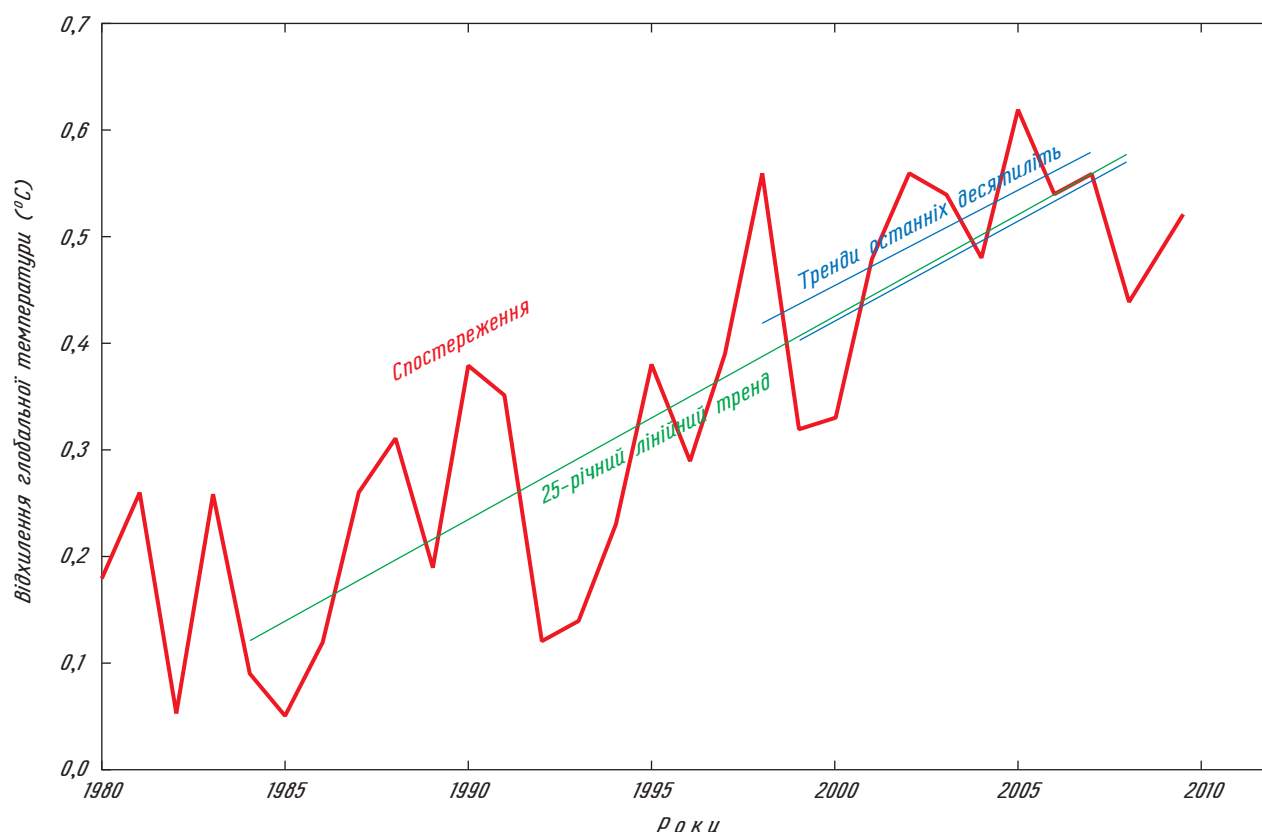


Рис. 4. Зміни глобальних температур з 1980 р. згідно з даними NASA/GISS. Червона лінія відповідає середньорічним даним. Зелена лінія показує існуючий 25-річний лінійний тренд ( $0,19^{\circ}\text{C}$  за десятиліття). Синіми лініями показані два тренди останніх десятиліть ( $0,18^{\circ}\text{C}$  за десятиліття в період 1998—2007 рр. та  $0,19^{\circ}\text{C}$  за десятиліття в період 1999—2008 рр.). Вони свідчать, що тренди за останні десятиліття повністю відповідають довгостроковим трендам і прогнозу IPCC. Невірні уявлення про тренди можуть виникнути, якщо аналізувати тільки вибрані частини даних, наприклад, вибирати період з 1998 р. по 2008 р. або період з температурними крайнощами на його початку і наприкінці (наприклад, той же 2008 р. був прохолоднішим, ніж 1998 р.), а не розраховувати тренд об'єктивно. Навіть для підбраного з високим ступенем тенденційності 11-річного періоду, що починається з теплого 1998 р. і закінчується холодним 2008 р., все ж таки виявляється тенденція потепління зі значенням  $0,11^{\circ}\text{C}$  за десятиліття

типу Ель-Ніньо — Південне коливання, змінами сонячної активності (в основному 11-річний цикл Швабе) і вулканічними виверженнями (як Піна-тубо в 1991 р., які можуть спричинити похолодання протягом декількох років).

Якщо взяти до аналізу період в десять років або менший, то такі короткострокові коливання можуть повністю компенсувати антропогенне глобальне потепління. Наприклад, Ель-Ніньо звичайно приводить до глобальних змін середньої температури до  $0,2^{\circ}\text{C}$  протягом декількох років, а сонячний цикл дає потепління або охолодження на  $0,1^{\circ}\text{C}$  протягом п'яти років (Lean and Rind, 2008). Проте ані Ель-Ніньо, ані варіації сонячної активності, ані вулканічні виверження не можуть значно змінити довгострокові тенденції. У зв'язку з цими фізичними міркуваннями IPCC вибрала 25 років як найкоротший період для оцінки тренда глобальної температури, і впродовж цього періоду тенденція дуже добре узгоджується з очікуваним антропогенним потеплінням.

Проте всупереч твердженням, підтриманим лобістськими групами і підхопленим деякими засобами масової інформації, навіть і впродовж останніх десяти років не спостерігалось глобального похолодання. Згідно з даними NASA про глобальну температуру останні 10-річні тренди (наприклад, за 1990—1999 рр., 1991—2000 рр. і т. д.) свідчать про потепління зі значеннями між  $0,17$  і  $0,34^{\circ}\text{C}$  за десятиліття, і для найостаннішого періоду 1999—2008 рр. —  $0,19^{\circ}\text{C}$  за десятиліття, що близько або навіть вище очікуваного антропогенного тренда.

Дані Центру Hadley показують за останнє десятиліття менші значення потепління ( $0,11^{\circ}\text{C}$  за десятиліття 1999—2008 рр.), перш за все через те, що цей набір даних є не повною мірою глобальним, оскільки він не включає дані по Арктиці, яка нагрівалася особливо сильно в останні роки.

Варто відзначити, що, незважаючи на вкрай низьку світність Сонця в останні три роки (див. наступний розділ), протягом цього часу були по-

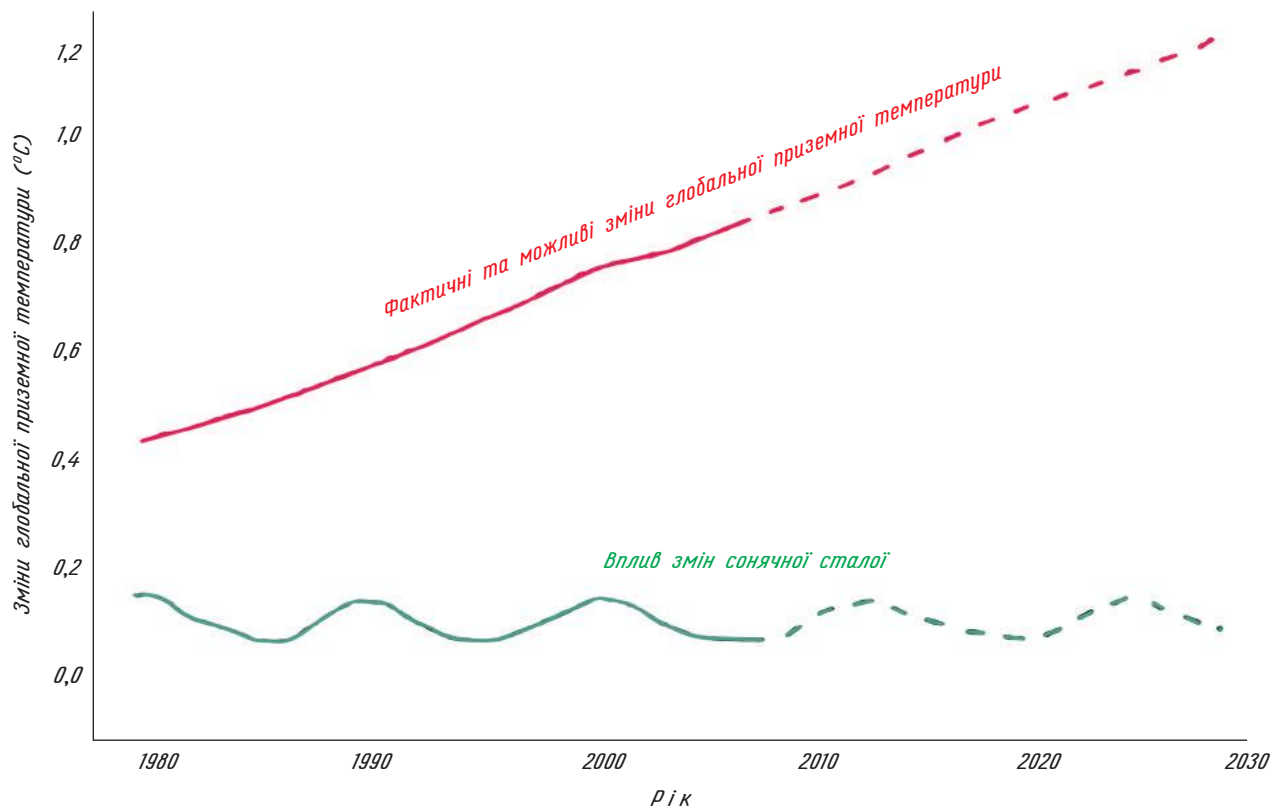


Рис. 5. Дані про вплив на глобальну температуру повітря сонячної радіації у порівнянні з ефектом парникових газів (вплив останнього оцінюється у порівнянні з 1880 р. — Meehl et al., 2004). Безперервна лінія — дані спостережень за 1970—2008 рр.; пунктирна — проекція на 2009—2030 рр. Джерело: Lean and Rind, 2009

биті температурні рекорди (див. NOAA, *State of the Climate, 2009*). Наприклад, березень 2008 р. був найтеплішим за весь час спостережень. У липні і серпні температури біля поверхні землі і океану в Південній півкулі були найвищими в ці місяці за всю історію спостережень. Глобальні температури поверхні океану в 2009 р. побили всі рекорди протягом трьох місяців поспіль: червня, липня і серпня. У 2007—2009 рр. площа арктичного льодяного покриву була найменшою з коли-небудь зареєстрованих, а в 2008 р. вперше в історії Північно-західний прохід і Північно-східний прохід одночасно були вільні від льоду. Це «досягнення» повторилося в 2009 р. Кожен рік ХХІ століття (2001—2008 рр.) був в першій десятці найтепліших з початку інструментальних спостережень років.

Чи може сонячна активність або інші природні процеси пояснити глобальне потепління?

Ні. Сонячна радіація була практично незмінною впродовж останніх 50 років, якщо не враховувати відомого 11-річного сонячного циклу (див. рис. 5). Насправді за цей період вона навіть дещо знизилася. Крім того, впродовж останніх трьох років світність Сонця досягла рекордно низького рівня з моменту початку супутникових вимірювань в 1970 р. (Lockwood and Frohlich 2007, 2008). Але це природне охолодження

було більш ніж вдесятеро меншим, ніж ефект від збільшення концентрації парникових газів в атмосфері, тому воно скільки-небудь помітно не уповільнило процес глобального потепління. Крім того, зими стають тепліше швидшими темпами, ніж літо, а нічні мінімальні температури зростають швидше, ніж денні максимальні — що якраз протилежне тому, що було б у випадку, якщо б саме Сонце спричинило потепління.

Інші природні чинники, такі як виверження вулканів або Ель-Ніньо, приводять лише до короткострокових змін температури на часовому інтервалі в декілька років, але вони не можуть пояснити будь-які довгострокові кліматичні тенденції (наприклад, див. Lean and Rind, 2008).

### Розділ 3. ЕКСТРЕМАЛЬНІ ЯВИЩА

#### Резюме

— Продовжується збільшення частоти екстремально високих і зниження частоти екстремально низьких температур і очікується посилення цих тенденцій.

— Антропогенні зміни клімату, як очікується, спричиняють подальше збільшення неоднорідно-

сті у випаданні опадів, як сильних злив, так і засух.

— Хоча майбутні зміни в активності тропічних циклонів поки не можна змодельовати, новий аналіз даних спостережень підтверджує, що інтенсивність тропічних циклонів збільшилася за останні три десятиліття в кореляції з підвищенням температури океану в тропіках.

Багато наслідків кліматичних коливань і змін клімату для суспільства, навколишнього середовища і екосистем виникають через зміни частоти і інтенсивності екстремальних погодних і кліматичних явищ. У 4-й доповіді IPCC вказується, що з 1970-х рр. відзначені значні зміни в екстремальних погодних і кліматичних явищах є частиною процесу потепління кліматичної системи. До них відносяться збільшення частоти жарких днів та ночей, а також хвиль тепла; менша кількість холодних днів, ночей і морозів, частіші інтенсивні опади; інтенсивніші засухи в областях, площа яких збільшується; зростання активності тропічних циклонів в Північній Атлантиці за відсутності видимої тенденції в загальному числі тропічних циклонів.

### Екстремальні температури

Недавні дослідження підтвердили, що спостерігається тенденція до збільшення частоти екстремально високих і зниження частоти екстремально низьких температур. А також вони показали, що ці тенденції знаходяться у відповідності з очікуваним відгуком на збільшення парникових газів і аерозолів антропогенного походження на великих просторових масштабах (CCSP, 2008a; Meehl et al., 2007a; Jones et al., 2008; Alexander and Arblaster, 2009). Проте на менших просторових масштабах в деяких місцях наслідки змін у землекористуванні і змін опадів можуть бути більш важливими для екстремальних температур (Portmann et al., 2009). У більшості районів світу очікується продовження зростання частоти екстремально високих і зниження частоти екстремально низьких температур через подальшу антропогенну зміну клімату (CCSP, 2008a; Kharin et al., 2007; Meehl et al., 2007a; Jones et al., 2008; Alexander and Arblaster, 2009).

### Сильні зливи і засухи

Дослідження після 4-ї доповіді IPCC також показали, що в міру зростання кількості водяної пари в атмосфері дощі стали інтенсивнішими у вже дощових областях (Pall et al. 2007; Wentz et al., 2007; Allan and Soden, 2008). Ці висновки підтверджують результати досліджень,

виконаних раніше, і є очікуваними, виходячи з міркувань термодинаміки атмосфери. Проте останні зміни відбуваються швидше, ніж передбачали деякі моделі клімату, що підвищує вірогідність більш значних, чим передбачалося, майбутніх змін.

Приклади недавнього збільшення кількості сильних опадів можна побачити в США, де область з набагато більшою, ніж звична, часткою днів з екстремальною кількістю опадів помітно зросла (див. рис. 6). Хоча ці зміни частоти сильних опадів знаходяться у відповідності з передбачуваними наслідками потепління в кліматичній системі, немає можливості віднести їх з високою упевненістю до наслідків антропогенної зміни клімату у зв'язку з їх дуже великою мінливістю (CCSP, 2008a; Meehl et al., 2007b; Alexander and Arblaster, 2009).

З 1970-х рр., окрім збільшення кількості рясних опадів, спостерігається також зростання частоти засух (Sheffield and Wood, 2008) відповідно до скорочення атмосферних опадів над сушею на деяких широтах, що пов'язано з антропогенними змінами клімату (Zhang et al., 2007).

Інтенсифікація глобального гідрологічного циклу через антропогенні зміни клімату, як очікується, призведе до подальшого збільшення аномалій в кількості атмосферних опадів — як до збільшення дуже рясних опадів у вологих районах, так і до зростання засух у сухих районах. Хоча точні значення поки не можуть бути надані, поточні дослідження показують, що кількість дуже рясних опадів може збільшуватися на 5—10 % на 1 °C потепління, аналогічно темпам зростання атмосферної водяної пари.

### Тропічні циклони

У 4-й доповіді IPCC відзначене істотне збільшення інтенсивності тропічних циклонів (ураганів і тайфунів) з середини 1970-х рр., з тенденцією до більшої тривалості та інтенсивності штормів, яка сильно корелює із зростанням температури морської поверхні в тропіках. Тому в доповіді було зроблено висновок, що подальше збільшення інтенсивності штормів видається вірогідним.

Деякі досліджень, проведених після 4-ї доповіді IPCC, знайшли більше доказів збільшення активності ураганів впродовж останніх десятиліть. В роботі Hoyos et al. (2006) знайдено, що глобальна кількість ураганів потужних категорій 4 і 5 збільшується, а також визначено, що головним чинником такого зростання є підвищення температури морської поверхні. Той же чинник є причиною інтенсифікації тропічних циклонів, а також зростання їх кількості в деяких басейнах, наприклад у Північній Атлантиці

Індекс екстремальних кліматичних явищ в США.  
Щорічні значення за період 1910–2008 рр.

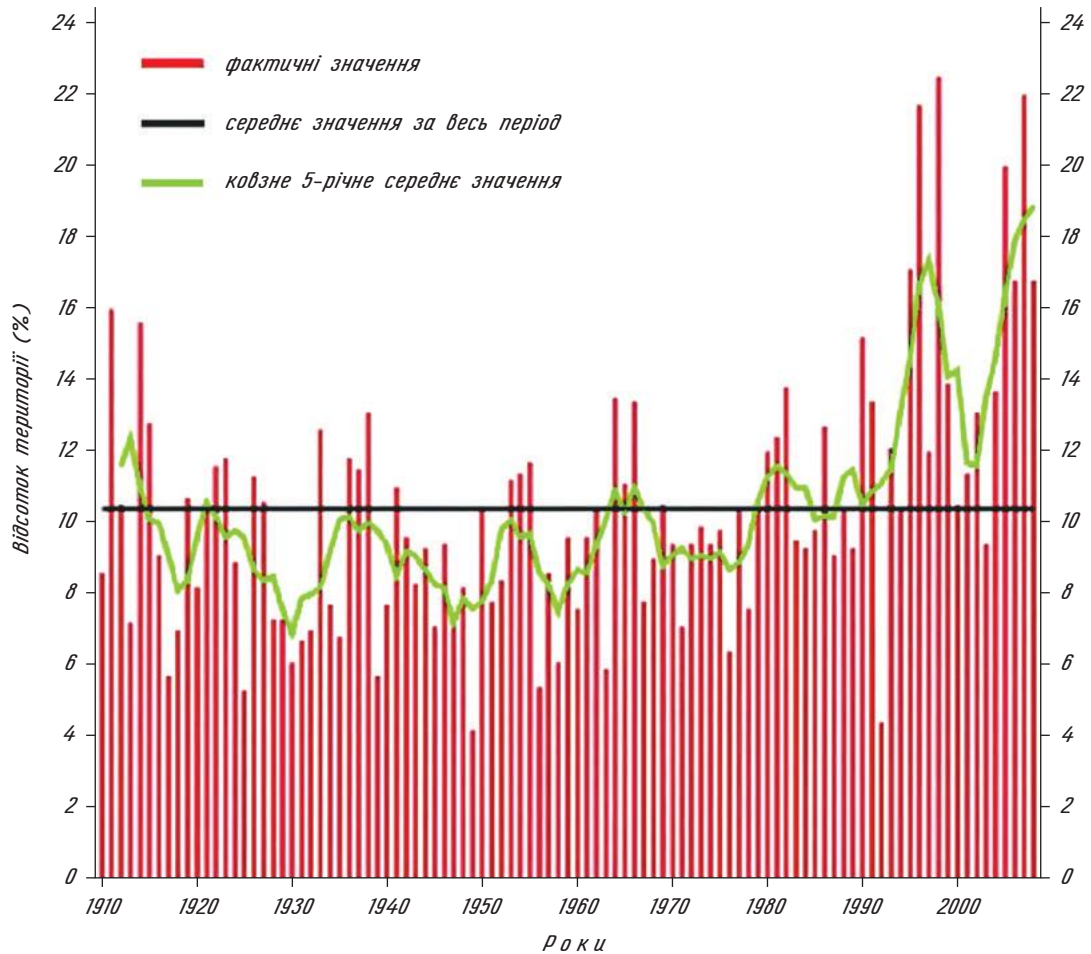


Рис. 6. Зміни частини території США, що підпадає під дію сильних опадів, які випадають протягом дня. Джерело: Gleason et al. (2008), адаптований рисунок з сайту NOAA: [www.ncdc.noaa.gov/oa/](http://www.ncdc.noaa.gov/oa/)

(Mann and Emanuel, 2006; Emanuel et al., 2008; Mann et al., 2009).

Наукова дискусія про якість цих даних продовжується, особливо з питання про те, скільки тропічних циклонів не були відмічені до того, як супутники забезпечили глобальний моніторинг циклонічної активності. Mann et al. (2007) дійшли висновку, що такий недооблік не був настільки значним, щоб ставити під питання недавнє зростання активності ураганів і тісний зв'язок цього явища з потеплінням морської поверхні. Повний повторний аналіз супутникових даних з 1980 р. (Elsner et al., 2008) підтверджує глобальне збільшення кількості циклонів категорій 4 і 5 (найсильніших): автори роботи знайшли, що 1 °C глобального потепління відповідає 30 %-му зростанню їх кількості. Хоча, таким чином, докази, що останнє потепління пов'язане із зростанням інтенсивності тропічних циклонів, були значно посилені, модельні експерименти (наприклад, Emanuel et al., 2008; Knutson et al., 2008, Vecchi et al., 2008) вказують на те, що у нас поки не-

має надійних можливостей для прогнозування майбутніх змін активності тропічних циклонів.

### Інші екстремальні погодні явища

У 4-й доповіді IPCC відзначена недостатність наукових даних для оцінки спостережуваних змін вірогідності екстремальних дрібномасштабних погодних явищ або очікуваної на майбутнє зміни частоти таких явищ. Проте недавні дослідження показали, що очікується збільшення частоти сильних гроз у деяких регіонах, особливо в тропіках і на південному сході США у зв'язку з майбутніми антропогенними змінами клімату (Trapp et al., 2007; Aumann et al., 2008; Marsh et al., 2009; Trapp et al., 2009). Крім того, останнім часом спостерігається зростання частоти і інтенсивності лісових пожеж у багатьох регіонах з кліматом середземноморського типу (наприклад, в Іспанії, Греції, Південній Каліфорнії, Південно-Східній Австралії), крім того очікується і по-

дальше збільшення частоти цих явищ у зв'язку з антропогенною зміною клімату (*Westerling et al., 2006; Pitman et al., 2008*).

## Розділ 4. ПОВЕРХНЯ СУШІ

### Резюме

— Зміна рослинного покриву, особливо знищення лісів, може серйозно вплинути на регіональний клімат, цей фактор діє і в глобальному масштабі, головним чином через еволюцію викидів  $\text{CO}_2$  в процесі таких змін.

— Засуха 2005 р. в Амазонії показує, що тропічні ліси можуть стати потужним джерелом  $\text{CO}_2$ , якщо інтенсивність опадів у тропіках зменшиться в майбутньому.

— Динаміка змін концентрації вуглекислого газу під час Малого льодовикового періоду свідчить про те, що потепління у свою чергу може спричинити вивільнення  $\text{CO}_2$  з ґрунту, що створює додатний зворотний зв'язок, який може підсилити зміну клімату в XXI столітті.

— Запобігання знищенню тропічних лісів може зменшити на 20 % вплив викидів  $\text{CO}_2$ , пов'язаних з людською діяльністю, і допоможе зберегти біорізноманіття.

### Як зміни в землекористуванні впливають на клімат

Клімат Землі істотно залежить від характеру поверхні суші, зокрема від рослинного покриву і типу ґрунтів, кількості води, що зберігається в ґрунті у вигляді ґрунтової вологи, снігу і підземних вод. Рослинність і ґрунти впливають на альбедо підстильної поверхні, яке у свою чергу визначає кількість сонячної енергії, що поглинається землею. Земна поверхня також впливає на розподіл опадів на частину, що випаровується (яка охолоджує поверхню і зволожує атмосферу), і поверхневий стік (який забезпечує велику частину запасів прісної води). Цей розподіл може впливати на конвекцію атмосфери в даній місцевості і, отже, на кількість опадів. Зміни в землекористуванні, пов'язані з розвитком сільського господарства, урбанізацією і збезлісінням, можуть впливати на ці природні механізми. Вони також змінюють шорсткість поверхні землі, що впливає на викиди т. зв. «слідових» газів і деяких летючих органічних сполук, таких як ізопрен. Незважаючи на ключову роль змін рослинного покриву в регіональному масштабі, проєкції в 4-й доповіді ІРСС зроблені по кліматичних моделях, які не включають як чинник антропогенну зміну ґрунтово-рослинного покриву.

З часу виходу 4-ї доповіді ІРСС був досягнутий значний прогрес у моделюванні ролі рослинного покриву (*Piekle et al., 2007*), в тому числі перше систематичне дослідження, яке продемонструвало, що крупні зміни ґрунтово-рослинного покриву безпосередньо й істотно впливають на регіональний клімат (*Pitman et al., 2009*). Це має велике значення для розуміння майбутніх змін клімату; кліматичні моделі повинні включати схеми розрахунку змін рослинного покриву для коректного відображення кліматичних явищ в тих регіонах, де відбуваються інтенсивні зміни рослинного покриву. Проте неврахування ґрунтово-рослинного покриву, ймовірно, не впливає на прогнози на глобальному масштабі (*Pitman et al., 2009*) за умови, що викиди  $\text{CO}_2$ , пов'язані зі змінами у рослинному покриві, включені в розрахунки проєкцій.

Зміна рослинного покриву також впливає на клімат через викиди  $\text{CO}_2$  в атмосферу і через здатність ґрунту утримувати вуглець (*Bondeau et al., 2007; Fargione et al., 2008*). Найочевиднішим прикладом цього є знищення тропічних лісів, які переробляють близько п'ятої частини світових викидів  $\text{CO}_2$ , а також впливають на енерго- і водообмін між землею поверхнею і атмосферою (*Bala et al., 2007*). Таким чином, запобігання вирубці лісів дозволяє значно збільшити частину антропогенних викидів  $\text{CO}_2$ , що поглинаються, а також зберігає такі регіони, як тропічні ліси Амазонії, які важливі для збереження біорізноманіття і відіграють суттєву роль у кліматичній системі (*Malhi et al., 2008*).

### Зміна клімату і тропічні ліси Амазонії

Розподіл та життєдіяльність рослинності суттєво залежить від глобального розподілу температури і опадів. Отже, зміни клімату у свою чергу мають значно впливати на ґрунтово-рослинний покрив, навіть за відсутності змін у землекористуванні. Ключовою областю для занепокоєння залишається незаймана частина амазонських тропічних лісів (т. зв. «Амазонія»), яка схильна до «відмирання» в деяких кліматичних моделях через комбінований ефект від збільшення викидів парникових газів і скорочення рівня аерозолів в атмосфері Північної півкулі (*Cox et al., 2008*). Проте ці прогнози сильно залежать від невизначеності у змінах регіонального клімату, перш за все від знаку і величини змін опадів в Амазонії в XXI столітті (*Malhi et al., 2008, 2009*).

Існують і деякі сумніви у тому, що тропічні ліси Амазонії такі чутливі до зниження кількості опадів, як це передбачають великомасштабні кліматичні моделі. Засуха в Західній Амазонії в 2005 р. надала можливість перевірити цю гіпотезу за допомогою тривалого контролю за

зростанням рослинності в цьому регіоні (Phillips et al., 2009). Було визначено, що в 2005 р. цей регіон став джерелом викидів CO<sub>2</sub> на противагу того, що в минулі десятиліття в ньому відзначалося значне поглинання вуглецю. Отже, ліси Амазонії є чутливими до засух на зразок тієї, що була в 2005 р.; і очікується, що такі засухи почастишають в ХХІ столітті (Cox et al., 2008).

Схожу ситуацію знайдено при аналізі супутникових даних і спостережень потоків CO<sub>2</sub> під час засухи 2003 р. в Європі (Reichstein et al., 2007). У 4-й доповіді IPCC було запропоновано можливий зв'язок між глобальним потеплінням і засухою в 2003 р., і цей аналіз показав, що ця засуха суттєво вплинула на стан і функціонування як природних, так і техногенних ландшафтів у регіоні.

*Наскільки значущим є зворотний зв'язок між станом поверхні суші і кліматом?*

Реакція поверхні суші на кліматичні аномалії призводить до зворотного впливу на клімат через зміни потоків енергії, води і CO<sub>2</sub> між підстильною поверхнею і атмосферою. Наприклад, є вірогідним, що зміни стану земної поверхні, які у свою чергу змінили потоки енергії та вологи в атмосфері, посилили інтенсивність і тривалість європейської засухи 2003 р. (Fischer et al., 2007). У деяких регіонах, таких як Сахель, зв'язки земна поверхня — атмосфера можуть бути настільки потужними, щоб підтримувати два альтернативні стани рівноваги «клімат—рослинність», один — вологий і багатий на рослинність, інший — сухий і пустельний. Можуть бути й інші регіони — т. зв. «критичні області», де зв'язки земна поверхня — атмосфера значною мірою визначають регіональний клімат: наприклад, вважається, що стан земної поверхні істотно визначає клімат у багатьох напівзасушливих регіонах середземноморського типу.

Тим не менше найсильніший зворотний зв'язок з глобальним кліматом в ХХІ столітті, ймовірно, пов'язаний із змінами стану земних «сховищ» вуглецю. Моделі глобального циклу вуглецю, описані в 4-й доповіді IPCC (Friedlingstein et al., 2006), відтворюють історичні механізми «сховищ» вуглецю, що склалися, переважно через механізм «CO<sub>2</sub> як добриво». Існують свідчення обмеженості цього механізму в екосистемах з дефіцитом азоту (Hyvonen et al., 2007), але зв'язані моделі «клімат—вуглець» першого покоління не враховували кругообіг поживних речовин.

Ці моделі «клімат — вуглецевий цикл» також виявили наявність протилежних до механізмів поглинання тенденцій, які пришвидшують виділення CO<sub>2</sub> з ґрунту при потепленні клімату, і в результаті в умовах глобального потепління відбувається зниження ефективності поглинання вуглецю ґрунтами. Існує припущення, основане на останніх спостереженнях, що відбува-

ється уповільнення природних механізмів поглинання вуглецю (Canadell et al., 2007), а значне посилення зворотного зв'язку «CO<sub>2</sub> суші — клімат», як уявляється, відповідає існуючим даним по Малому льодовиковому періоду (Cox and Jones, 2008).

*Чи мають значення для поверхні суші причини зміни клімату?*

Так. На рослинність різними шляхами впливають окремі атмосферні забруднювачі, а це означає, що вплив змін хімічного складу атмосфери не можна зрозуміти тільки з погляду їх впливу на глобальне потепління.

Зростання концентрації CO<sub>2</sub> впливає на земну поверхню через зміни клімату, але також і безпосередньо через CO<sub>2</sub>-посилення фотосинтезу. Крім того, CO<sub>2</sub>-індуковане закриття пор на поверхні листя веде до збільшення ефективності використання ґрунтової води рослинами. Спостереження показали безпосередній вплив CO<sub>2</sub> на устя пор рослин, які регулюють потоки водяної пари і CO<sub>2</sub> через поверхню листя. При підвищеному вмісті CO<sub>2</sub> в атмосфері пори зменшуються, оскільки вони мають можливість поглинати CO<sub>2</sub> ефективніше. Випаровуючи менше води, рослини підвищують ефективність її використання, що впливає на баланс енергії і води на рівні підстильної поверхні. Але, якщо випаровування зменшується через підвищення рівня CO<sub>2</sub>, тоді буде знижуватися охолодження через випаровування, що, у свою чергу, призводить до підвищення температури поблизу земної поверхні (Cruz et al., 2009). В той же час цей механізм може істотно позитивно впливати на ресурси прісної води, але це потребує додаткових досліджень (Gedney et al., 2006, Piao et al., 2007, Betts et al., 2007).

На відміну від CO<sub>2</sub>, збільшення концентрації озону поблизу земної поверхні має значний негативний вплив на рослинність, ушкоджуючи листя і пригнічуючи їх здатності до фотосинтезу. В результаті процесу збільшення концентрації приземного озону в ХХ столітті, ймовірно, була зменшена здатність поверхні суші поглинати CO<sub>2</sub> і тому збільшилися темпи зростання CO<sub>2</sub>. Автори роботи (Sitch et al., 2007) вважають, що цей непрямий кліматичний форсинг в ХХ столітті майже удвічі збільшив безпосередній вплив концентрації приземного озону на зміни клімату.

Забруднення атмосфери аерозолями також має прямий вплив на фізіологію рослин через зміни кількості та спектра сонячного сяйва, яке досягає поверхні суші. Збільшення вмісту аерозолів в атмосфері з 1950 по 1980 р., переважно пов'язане із спалюванням сірчастого вугілля, скоротило кількість сонячного світла біля поверхні землі. Цей ефект дістав назву «глобальне затемнення» (Wild et al., 2007). Оскільки рослини потребують сонячного світла для фотосинтезу, можна було б чекати, що поглинання вугле-

цю поблизу поверхні землі знижується у період глобального затемнення, чого не спостерігається. Робота (Mercado et al., 2009) запропонувала пояснення на основі того факту, що рослини ефективніше використовують розсіяне світло, ніж пряме. Аерозольне забруднення, безумовно, розсіює сонячне світло, роблячи його більш розмитим, а також скорочує загальну кількість сонячного світла поблизу земної поверхні. Здається, що ефект «збільшення розсіяної радіації» виграв це змагання, тому що з 1960 по 2000 р. глобальний наземний стік вуглецю збільшився приблизно на чверть (Mercado et al., 2009). Однак це також означає, що наземний стік вуглецю може зменшитися, якщо кількість потенційно шкідливих частинок у повітрі зменшиться.

Ці дослідження, виконані після 4-ї оціночної доповіді IPCC, рішуче спонукають до введення нових критеріїв для порівняння впливів різних атмосферних забруднювачів, які виходять за рамки оцінки тільки їх радіаційного впливу на глобальне потепління, в т. ч. для врахування їх впливу на життєво важливі функції екосистем планети, пов'язані з доступністю продовольства і води.

## Розділ 5. ВІЧНА МЕРЗЛОТА І МЕТАНОГІДРАТИ

### Резюме

— Нові оцінки ролі вічної мерзлоти Північної півкулі свідчать, що у разі її танення вічна мерзлота може стати потенційним джерелом  $\text{CO}_2$  і  $\text{CH}_4$ , здатним збільшити їх концентрації в атмосфері.

— Останнє підвищення глобального рівня метану поки не можна віднести до наслідків руйнації вічної мерзлоти.

— Окремим і важливим джерелом метану є метаногідрати на дні океану і у вічній мерзлоті. Недавно було зроблено висновок, що вивільнення такого виду метану в цьому сторіччі є дуже маловірогідним.

Як наголошується в 4-й доповіді IPCC та в дослідженнях, виконаних після неї, в Північній Америці в останні десятиліття південна межа вічної мерзлоти зміщується на північ. Швидка деградація і рух на північ південної межі вічної мерзлоти продовжується також на нагір'ї Тибету (Jin et al., 2008; Cui and Graf, 2009). Крім того, спостереження в Європі (Akerman and Johansson, 2008; Harris et al., 2009) відзначають процес підтавання і істотного збільшення глибини поверхневого активного шару мерзлоти, який піддається щорічному циклу замерзання—танення, особливо в Швеції.

В міру відтавання вічної мерзлоти і збільшення глибини активного шару збільшується об'єм органічної речовини, яка потенційно може почати гнити. Якщо поверхня землі покрита водою, органічні речовини розчиняють метаногенні бактерії. Але ці бактерії не можуть вижити у присутності кисню, тому, якщо поверхня талого ґрунту безпосередньо взаємодіє з повітрям, до процесу розкладання органіки залучаються бактерії, що виробляють вуглекислий газ. Таким чином, у будь-якому випадку процес відтавання вічної мерзлоти підсилює зворотний зв'язок з глобальним потеплінням. Потужність цього зворотного зв'язку є важливим параметром, який потрібно ще визначити, але в жодній з проєкцій IPCC цей зв'язок не було враховано. За існуючими оцінками загальна кількість вуглецю, що зберігається у вічній мерзлоті, становить близько 1672 ГтС ( $1 \text{ ГтС} = 10^9$  тонн вуглецю), з яких  $\sim 277$  ГтС міститься в торф'яниках (Schuur et al., 2008; Tarnocai et al., 2009). Це приблизно в два рази більше, ніж загальна кількість вуглецю в атмосфері. Недавній аналіз (Dorrepaal et al., 2009) засвідчив наявність прямих свідочств, одержаних через безпосередні спостереження, що відбувається прискорення викидів вуглецю з торф'яників над шаром вічної мерзлоти в Північній Швеції у зв'язку з потеплінням клімату. Чи пов'язане недавно відмічене підвищення концентрації метану в атмосфері (Rigby et al., 2008), після майже десятирічного стабільного рівня, із зростанням його викидів у Північній півкулі через поверхневе потепління, все ще залишається невизначеним.

Інший додатний зворотний зв'язок з потеплінням, яке знедавна спостерігається у високих північних широтах, пов'язаний з мікробним перетворенням ґрунтового азоту на закис азоту. Вимірювання викидів закису азоту з поверхні торф'яників (Repo et al., 2009) дають той же порядок величин викидів з розрахунку на квадратний метр, як і викиди з орних угідь і тропічних ґрунтів. Автори відзначають, що у міру розігрівання Арктики площа відкритої поверхні торф'яників буде зростати, тим самим підсилюючи загальний об'єм викидів закису азоту в атмосферу.

Як вважається, від 500 до 10 000 ГтС метану зберігається під поверхнею морського дна у формі метаногідратів — кристалічних структур, утворених метаном і молекулами води (Brook et al., 2008). Ще від 7,5 до 400 ГтС зв'язано у формі метаногідратів у вічній мерзлоті (Brook et al., 2008). Деякі дослідники стверджують, що антропогенне потепління підвищує вірогідність катастрофічного вивільнення метану з гідратів в атмосферу. У недавній оцінці, зробленій в США в рамках програми US Climate Change Science Program (CCSP, 2008b), було визнано дуже маловірогідним, що таке катастрофічне

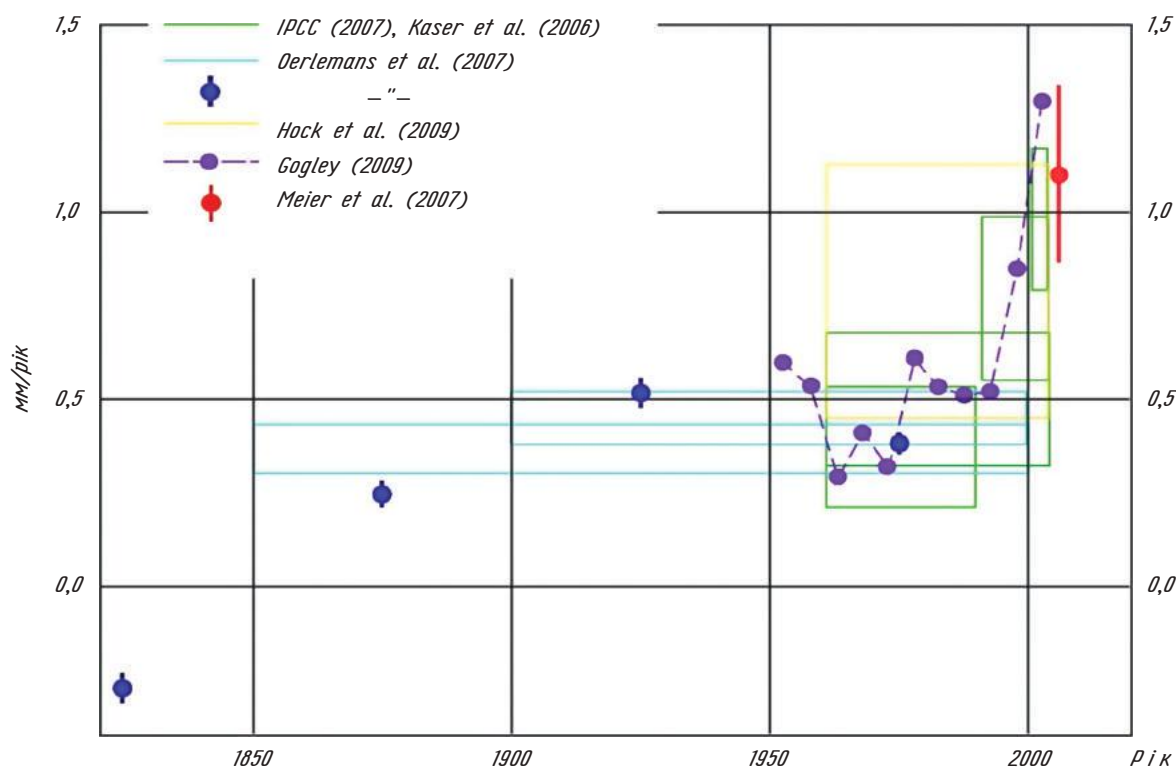


Рис. 7. Оцінка внеску танення льодовиків і крижаних шапок у глобальні зміни рівня моря (мм/рік)

вивільнення метану відбуватиметься в цьому столітті, хоча там же визнали вельми вірогідним, що викиди метану з гідратів і боліт зростатимуть з потеплінням клімату. Це підтверджується недавнім аналізом, який показав, що 11 600 років тому підвищення концентрації атмосферного метану мало болотяне, а не гідратне походження (Petrenko et al., 2009). Такі ж результати були отримані в дослідженні з використанням моделі Землі середньої складності (Fyke and Weaver, 2006; Archer et al., 2009).

Було зроблено декілька досліджень із застосуванням кліматичних моделей типу AR4. В одному з них було використано модель *Community Climate System Model, version 3* (CCSM3) з явним описанням процесів у мерзлоті. Одержані результати свідчать, що до 2030 р. скорочення вічної мерзлоти досягне 40 % незалежно від сценарію викидів (скорочення від ~ 10 млн км<sup>2</sup> до 6 млн км<sup>2</sup>). До 2050 р. площа вічної мерзлоти скоротиться до 4 млн км<sup>2</sup> (при сценарії викидів B1) або 3,5 млн км<sup>2</sup> (при сценарії B2). А до 2100 р. площа вічної мерзлоти зменшиться до ~ 1 млн км<sup>2</sup> (при сценарії A2). У жодному випадку модельні експерименти не враховували додаткові зворотні зв'язки, що підсилюються при руйнації вічної мерзлоти, зокрема емісія метану, просування на північ чагарників і лісів, а також посилення процесів, пов'язаних з вивільненням ґрунтового вуглецю. Всі ці зв'язки підсилюють подальше потепління.

## Розділ 6. ЛЬОДОВИКИ І КРИЖАНІ ШАПКИ ГІР

### Резюме

— Є безліч свідочств розширення масштабів танення льодовиків і крижаних шапок з середини 1990-х рр.

— Внесок льодовиків і крижаних шапок у зростання глобального рівня моря збільшився з 0,8 мм за рік в 1990-х рр. до 1,2 мм за рік сьогодні.

— Одне пристосування льодовиків і крижаних шапок до нині існуючого клімату спричинить підвищення рівня моря на ~ 18 см. При реальному потепленні цей процес може спричинити підвищення на ~ 55 см до 2100 р.

Повне розтавання льодовиків і крижаних шапок гір може потенційно зумовити зростання глобального рівня моря приблизно на 0,7 м. Ці льодяні об'єкти також є джерелом прісної води в багатьох гірських районах по всьому світу. У 4-й доповіді IPCC внесок танення льодовиків і крижаних шапок гір у зростання рівня моря на початку XXI сторіччя оцінено в 0,8 мм за рік (Lemke et al., 2007, Kaser et al., 2006). З тих пір були зроблені нові оцінки на підставі нових даних і з використанням нових методів.

Результати, наведені на рис. 7, демонструють, що внесок льодовиків і крижаних шапок

у зростання рівня моря дещо вищий, ніж вказано в 4-й доповіді ІРСС. Завдяки новим дослідженням також розширені часові рамки аналізу змін — з 1850 р. до 2006 р. Нові оцінки свідчать, що з початку 1990-х рр. втрати маси льодовиків і крижаних шапок істотно збільшилися і в даний час вони забезпечують зростання рівня Світового океану на 1,2 мм за рік.

Льодовики і крижані шапки знаходяться у дисбалансі з нинішнім кліматом. Недавні оцінки показують, що пристосування розмірів льодовиків і льодяних шапок до нині існуючого клімату спричинить протягом цього століття підвищення рівня моря на ~18 см (*Bahr et al., 2009*). Очікується, що при збереженні існуючих тенденцій потепління до 2100 р., втрати льодової маси зумовлять зростання рівня моря на ~55 см (*Pfeffer et al., 2008*).

## Розділ 7. ЛЬОДЯНІ ЩИТИ ГРЕНЛАНДІЇ І АНТАРКТИДИ

### Резюме

— Площа поверхні Гренландського льодяного щита, яка влітку розтає, з 1979 р. збільшилася на 30 %, відповідно до зростання температури повітря. Під час сезону спостережень 2007 р. літнє танення зачіпало 50 % крижаного покриву.

— Сумарна втрата льоду з крижаного покриву Гренландії швидшає з середини 1990-х рр. і в даний час додає 0,7 мм за рік у підвищення рівня океану, за рахунок збільшення танення і прискорення льодяних потоків.

— Антарктида також втрачає лід все швидшими темпами, в основному в Західній Антарктиді, завдяки збільшенню льодяних потоків. Антарктида в даний час сприяє підвищенню рівня моря майже нарівні з Гренландією.

Антарктида і Гренландія мають найбільші на планеті запаси льоду. При повному таненні Антарктичного льодяного щита рівень моря підвищився б на 52,8 метра, а Гренландія додала б ще 6,6 метра. Танення тільки найуразливіших частин Західної Антарктики зумовило б зростання рівня моря на 3,3 метра (*Bamber et al., 2009*). У 4-й доповіді ІРСС сумарний внесок танення льодяних щитів Антарктики і Гренландії у зростання рівня моря в період з 1993 р. по 2003 р. оцінювався як 0,4 мм за рік. Після 4-ї доповіді були виконані нові дослідження, в яких проведені як спостереження, так і модельні експерименти щодо балансу маси крижаного покриву, які значно розширили наше розуміння ступеня уразливості цих регіонів (*Allison et al., 2009*). Ці оцінки підтверджують висновок

про те, що льодяні щити сприяють підйому рівня моря, і показують, що останнім часом темпи втрати маси льоду, як в Гренландії, так і в Антарктиді, збільшилися. Окрім того, нещодавні спостереження показали, що зміни швидкості потоків льоду в морі перевищують раніш зроблені оцінки (наприклад, *Rignot, 2006*).

### Гренландія

На рис. 8 наведені оцінки балансу маси льодяного покриву Гренландії з 1960 р. При цьому горизонтальний розмір прямокутника показує тривалість періоду, за який була зроблена оцінка, а розмір по вертикалі показує верхню і нижню межі самої оцінки. Кольорами показані різні методи, що використовувалися для оцінки: метод вимірювання зміни висоти поверхні льодяного покриву з супутника або літака — коричневий; оцінки втрати маси шляхом гравітаційних вимірювань з супутників — синій і оцінки, одержані шляхом розрахунків балансу накопичення і втрати маси, — червоний.

Дані на рис. 8 свідчать, що сумарні втрати маси льоду Гренландії зростають, принаймні, з початку 1990-х рр. і що в XXI столітті темпи втрат значно зросли. Впевненості у висновку про те, що швидкість втрати маси льоду з льодяного щита Гренландії збільшилася, додають численні спостереження і використання декількох різних методів. У роботі *Velicogna (2009)* на основі аналізу супутникових даних по гравітації GRACE доведено, що за період з квітня 2002 р. по лютий 2009 р. швидкість втрати маси льодів Гренландії подвоїлася.

З 1960 р. значно посилюлися процеси прибережного танення і відриву льоду від щита через потепління, також збільшилася загальна кількість опадів (*Hanna et al., 2008*). З 2000 по 2006 р. середня температура повітря біля поверхні в Гренландії зросла більш ніж на 1,5 °C. Оцінка втрат маси за гравітаційними даними GRACE протягом 15 днів з моменту початку танення поверхні вказує на швидкий стік води з льодяного щита (*Hall et al., 2008*). Пасивні мікрохвильові супутникові вимірювання областей крижаного покриву Гренландії, схильного до поверхневого танення, показали, що площа цих областей зростає з 1979 р.<sup>1</sup> (*Steffen et al., 2008*; див. також рис. 9). Існує добра кореляція між збільшенням загальної площі танення, кількістю днів з таненням та загальним об'ємом втрат льоду за рахунок процесів відриву, який також зріс.

<sup>1</sup> За даними супутникових спостережень NASA (<http://www.nasa.gov/topics/earth/features/greenland-melt.html>) у липні 2012 р. процес танення захопив вже 97 % площі Гренландського льодяного щита. — Прим. перекл.

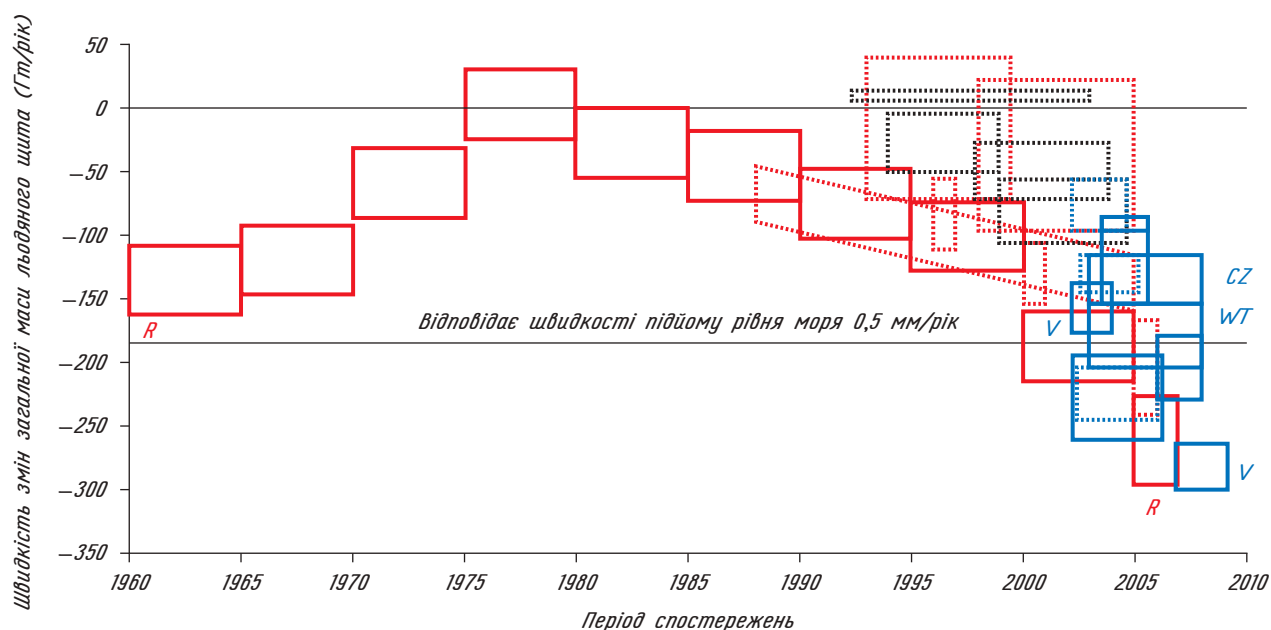


Рис. 8. Оцінки змін балансу маси льодяного щита Гренландії з 1960 р. Від'ємний баланс свідчить про зменшення маси льоду і підвищення рівня моря. Пунктирні прямокутники показують оцінки IPCC AR4 (IPCC, 2007). Суцільні прямокутники — оцінки, які були зроблені після 4-ї доповіді IPCC ( $R$  = Rignot et al., 2008a;  $VW$  = Velicogna & Wahr, 2006;  $L$  = Luthcke et al., 2006;  $WT$  = Wouters et al., 2008;  $CZ$  = Cazenave et al., 2009;  $V$  = Velicogna, 2009)

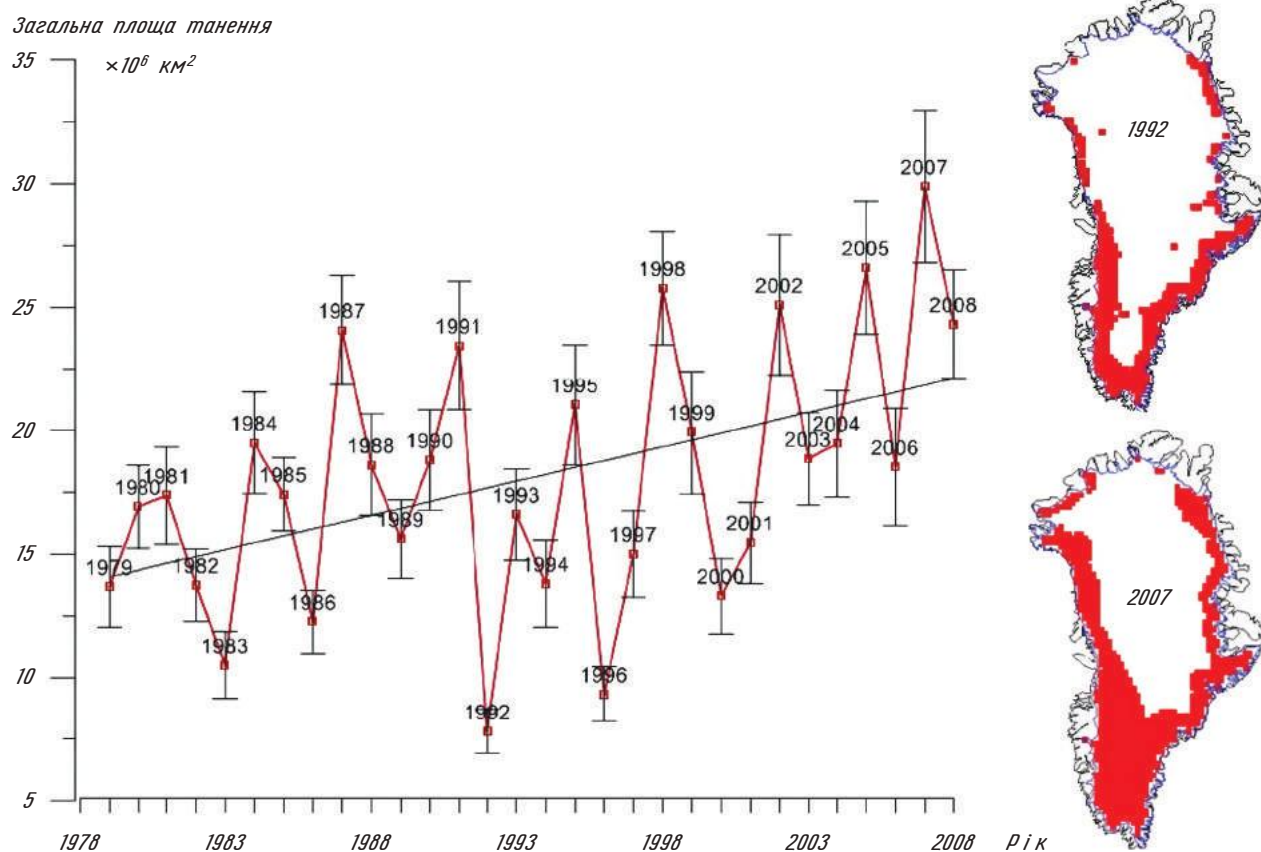


Рис. 9. Загальна площа танення льодяного покриву Гренландії збільшилася на 30 % в період між 1979 і 2008 р., з максимумом танення в 2007 р. Висновок зроблено на основі пасивних мікрохвильових супутникових даних. В цілому, близько 33—55 % загальних втрат маси крижаного покриву Гренландії спричинені поверхневим таненням і стоком. У 2007 р. область танення становила близько 50 % від загальної площі крижаного покриву Гренландії. Низький рівень танення в 1992 р. був пов'язаний з викидами аерозолів з вулкана Пінатубо, які зумовили короткочасне глобальне похолодання (Джерело: Stellen et al., 2008)

Крижаний покрив Гренландії змінюється двома шляхами: стоншення шару льоду у прибережних районах за рахунок танення, в основному на півдні, і пришвидшення руху льодовиків у море з подальшим відривом мас льоду. Прискорений рух і відрив льоду від деяких крупних льодовиків (який має також назву *динамічного стоншення*) є причиною основної частини сумарних втрат льоду (Rignot & Kanagaratnam, 2006; Howat et al., 2007). У Південно-Східній Гренландії втрати льоду також сприяють численні малі дренажні водоскиди, особливо для льодовиків, які виходять на морське узбережжя (Howat et al., 2008). В роботі (Pritchard et al., 2009) за допомогою супутникових лазерних альтиметрів з високим розділенням було показано, що зараз на всіх широтах в Гренландії значно поширене динамічне стоншення прибережних льодовиків, які швидко рухаються. В період між 2003 і 2007 р. льодовики Гренландії, що рухаються швидше ніж на 100 метрів за рік, стоншувалися в середньому на 0,84 метра за рік.

## Антарктида

Нові оцінки балансу маси Антарктичного льодяного щита наведені на рис. 10. Комплексні оцінки по Антарктиді стали доступні тільки з початку 1990-х рр. Декілька нових досліджень за допомогою супутникових гравітаційних вимірювань GRACE (блакитні прямокутники на рис. 10) показали наявність сумарних втрат льоду в Ан-

тарктиці з 2003 р., причому у Східній Антарктиді існує приблизний баланс між втратами та опадями, а в Західній Антарктиді та на Антарктичному півострові відмічаються великі втрати маси льоду (наприклад, Chen et al., 2006; Cazenave et al., 2009). Оцінки за даними GRACE (Velicogna, 2009) свідчать, що, як й у Гренландії, втрати маси крижаного покриву Антарктиди пришвидшуються — з 104 Гт за рік протягом 2002—2006 рр. до 246 Гт за рік у 2006—2009 рр. (що еквівалентно зростанню рівня моря майже на 0,7 мм за рік). Відомо, що гравіметричні і альтиметричні дані потребують корекції на підняття земної кори під крижаним щитом при його таненні. На жаль, значення цих поправок для Антарктиди ще погано визначені.

Найбільші втрати відбуваються в басейнах Західної Антарктики, які межують з морями Беллінсгаузена і Амундсена. Супутникові оцінки швидкості руху льодовиків показують, що відступ льодовиків регіону *Pine Island Bay* прискорився у порівнянні з картиною 1974 р. Цей регіон, що був у приблизній рівновазі, зараз став одним з районів зі значними втратами льоду (Rignot, 2008). В роботі Rignot et al. (2008b) доведено, що втрати льоду в цьому регіоні збільшилися між 1996 і 2006 р. на 59 %, а в роботі Pritchard et al. (2009) показано, що за даними лазерної альтиметрії динамічне стоншення в деяких частинах затоки моря Амундсена перевищило 9 м за рік. Нещодавнє прискорення крижаних потоків у Західній Антарктиді значною мірою пояснює загальні втрати маси антарктич-

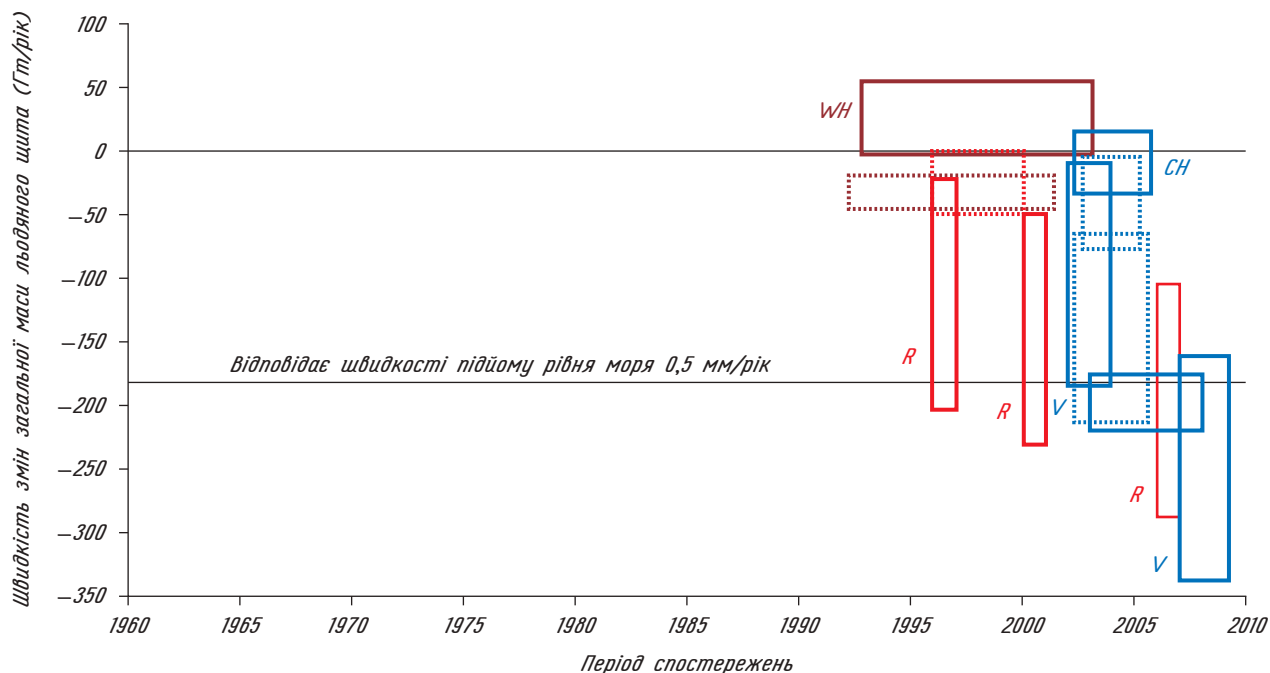


Рис. 10. Оцінки сумарного балансу маси Антарктичного крижаного покриву з 1992 р. Пунктирні прямокутники — оцінки з 4-ї доповіді IPCC, суцільні — відповідають оцінкам, які зроблені після неї (CH = Chen et al., 2006; WH = Wingham et al., 2006; R = Rignot et al., 2008b; CZ = Cazenave et al., 2009; V = Velicogna, 2009)

ного льоду, цьому також сприяють вузькі швидкі потоки льоду в Східній Антарктиді (*Pritchard et al., 2009*).

В районі Антарктичного півострова відбувається набагато більше потепління, ніж в цілому для континенту. Це привело в цьому регіоні до повсюдного відступу крижаного покриву (*Cook et al., 2005*) і прискорення руху приморських льодовиків (*Pritchard & Vaughan, 2007*).

### Ризик руйнування льодяних щитів

Найбільшою невизначеністю в прогнозах підвищення рівня моря в наступному столітті є можливість швидкого динамічного розпаду льодяних щитів. Найістотнішим чинником прискореного відходу льоду, як в Гренландії і Антарктиці, за останні десятиліття був відрив фронтальних частин льодовиків від материкової частини, в основному через підводне танення льоду. Зміни в силі тертя ложа льодовиків через змащення талою водою, в т. ч. водою, що проникає з поверхні через вертикальні канали в нижні частини льодовиків, також можуть впливати на динаміку льодовиків, але у спосіб, який зараз не цілком зрозумілий. Основні невизначеності динаміки крижаного покриву носять швидше односторонній характер: вони можуть привести до більшої швидкості підйому рівня моря, але навряд чи обіцяють значне уповільнення темпів зростання.

Хоча залишається маловірогідним, що в цілому підвищення рівня моря до 2100 р. буде вищим ніж 2 метри (*Pfeffer et al., 2008*), можлива верхня межа внеску танення льодяних щитів залишається невизначеною.

## Розділ 8. ШЕЛЬФОВИЙ ЛІД

### Резюме

— Шельфовий лід сполучає льодяні щити з океаном. Дестабілізація шельфового льоду уздовж Антарктичного півострова посилилася — за останні 20 років відмічено 7 випадків значних руйнувань.

— Ознаки зменшення льодяного шельфу були знайдені й в інших місцях окрім Антарктичного півострова, наприклад в морях Беллінсгаузена і Амундсена, що вказує на більш значний вплив атмосферного і океанічного потепління, чим вважалося раніше.

— Існує сильний вплив потепління океану на стабільність льодяних щитів і баланс маси льоду через танення шельфового льоду.

Шельфовий лід являє собою плаваючі крижані поля великої товщини, сполучені з узбе-

режжям. Він походить в основному з льоду, що сповзає з льодяного щита, розташованого на материку, або/та включає снігові опади, що накопичуються. Шельфові льоди можна побачити на 45 % антарктичного узбережжя, у деяких бухтах північного узбережжя острова Ellesmere біля Гренландії, а також у декількох фіордах уздовж північного узбережжя Гренландії (де вони мають назву «льодовикових язиків»). Впродовж декількох останніх років шість областей шельфового льоду, що залишилися (*Serson, Petersen, Milne, Ayles, Ward Hunt and Markham*), зруйнувалися або повністю (*Ayles* — 13 серпня 2005 р., *Markham* — протягом першого тижня 2008 р.), або суттєво.

Біля узбережжя Гренландії морський язик льодовика *Jakobshavn Isbrae* є яскравим прикладом динаміки цього процесу (рис. 11). *Holland et al. (2008)* вважають, що прискорення руху льодовика *Jakobshavn Isbrae*, яке спостерігається останнім часом (*Rignot and Kanagaratnam, 2006*), може бути пов'язане із стоншуванням льодовикового язика через приплив теплих вод у регіон.

Дестабілізація плаваючих шельфових льодовиків стала поширеним явищем уздовж Антарктичного півострова — в останні 20 років відбулося сім значних руйнувань. Потепління уздовж півострова було значним і на його західній стороні істотно перевищило глобальне середнє. Зовсім недавно, в березні 2009 р., більш ніж 400 км<sup>2</sup> відірвалися від області шельфового льоду *Wilkins* на західній стороні Антарктичного півострова. Як вважається, існує ряд механізмів, які відіграють важливу роль у дестабілізації шельфового антарктичного льоду. До них відносяться: поверхневе танення, яке веде до появи води з подальшим розривом існуючих тріщин (*van den Broeke, 2005*); підповерхневе танення льоду, пов'язане з потеплінням вод океану (*Rignot et al., 2008b*), а також внутрішні напруги в шельфовому льоду (*Bruan and Humbert, 2009*). Хоча розпад плаваючого шельфового льоду сам по собі не підвищує рівня моря, його руйнування супроводжується прискоренням відходу льоду з льодовика, що підвищує рівень моря через припинення *підпирного ефекту* шельфового льоду (наприклад, *Rignot et al., 2004; Scambos et al., 2004*).

Існують докази впливу танення шельфових льодів у морі Амундсена на швидкість руху льодовиків цієї частини Західної Антарктиди. Недавнє моделювання показало, що Західно-Антарктичний льодяний щит буде зруйнований, коли температури океану в безпосередній близькості від будь-якого з шельфових льодовиків, які його оточують, підвищаться приблизно на 5 °C (*Pollard and DeConto, 2009*). Існує також доказ того, що ці зміни не обмежаться Західною Антарктидою, а також можуть вплинути на узбережжя Східної Антарктиди, наприклад, Зем-

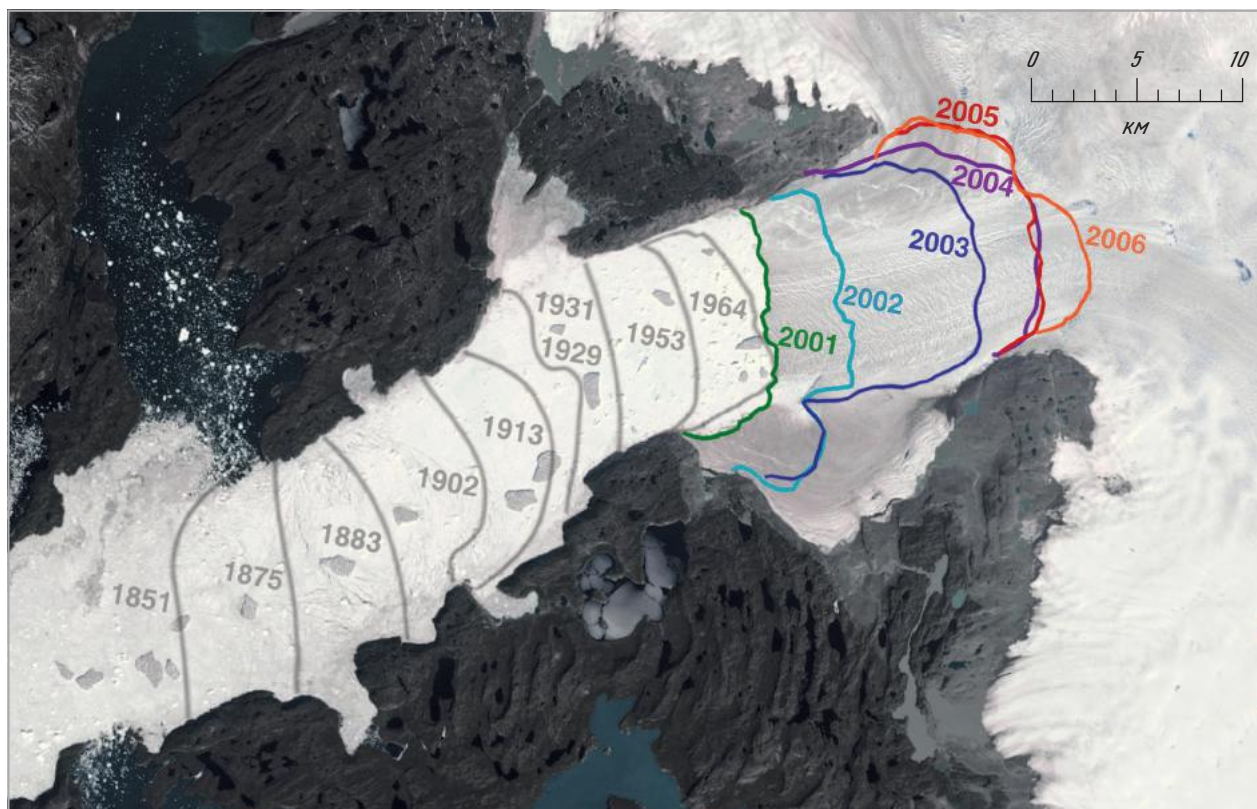


Рис. 11. Динаміка плаваючого льодовикового язика, що є морським продовженням льодовика *Jakobshavn Isbrae* станом на 07.07.2001 р. Зміни в положенні меж язика показані від 1851 до 2006 р. Джерело: NASA / Goddard Space Flight Center Scientific Visualization Studio (<http://svs.gsfc.nasa.gov/vis/a000000/a003300/a003395/>)

ля Уїлкса (Pritchard et al., 2009; Shepherd and Wingham, 2007). Значно поширене стоншування і прискорення руху льодовиків уздовж антарктичного узбережжя може вказувати на суттєвий вплив океанічних змін на динаміку льодовиків. Це чинник, якому надавалося мало уваги в попередніх доповідях ІРСС у зв'язку з відсутністю даних про зв'язки лід — океан і про те, яким чином зміна клімату може вплинути на бережні води океану.

## Розділ 9. МОРСЬКА КРИГА

### Резюме

— Літнє танення арктичного морського льоду, що спостерігається, набагато перевищує як найгірші прогнози кліматичних моделей 4-ї доповіді ІРСС.

— Потенціал потепління, пов'язаний з існуючим рівнем атмосферних парникових газів, робить дуже вірогідним, що в найближчі десятиліття Північний Льодовитий океан стане вільним від льоду, хоча точні строки цього залишаються невизначеними.

— Супутникові спостереження показують невелике збільшення антарктичного морського льоду і зміни в сезонності його розподілу, хоча існують і значні регіональні відмінності. Причиною цього, найімовірніше, є зміни у вітровому режимі Південного океану, пов'язані із зменшенням стратосферного озонного шару.

Можливо, найприголомшуючою зміною, що спостерігається після 4-ї доповіді ІРСС, є нове рекордне значення мінімальної площі льодів в Арктиці у літній час, яке не було передбачене кліматичними моделями. Осереднена за п'ятиденний період, що завершився 16 вересня 2007 р., загальна площа льоду в Арктиці скоротилася до 4,1 млн км<sup>2</sup> (див. рис. 12), побивши попередній рекорд 2005 р. на 1,2 млн км<sup>2</sup> (приблизно — розмір Франції, Іспанії, Португалії, Бельгії і Нідерландів разом узятих). Середньовересневе значення площі морської криги з початку спостережень із застосуванням нинішнього покоління багаточастотних пасивних мікрохвильових датчиків з 1979 по 2000 р. становить 6,7 млн км<sup>2</sup>. Порівняно з цим середнім, рекорд 2007 р. означає додаткове скорочення на 2,6 млн км<sup>2</sup> (~ 40 % від середнього).

Вереснева площа арктичного льоду за останні декілька десятиліть знижувалася зі швидкістю  $11,1 \pm 3,3$  % за десятиліття (NSIDC, 2009).

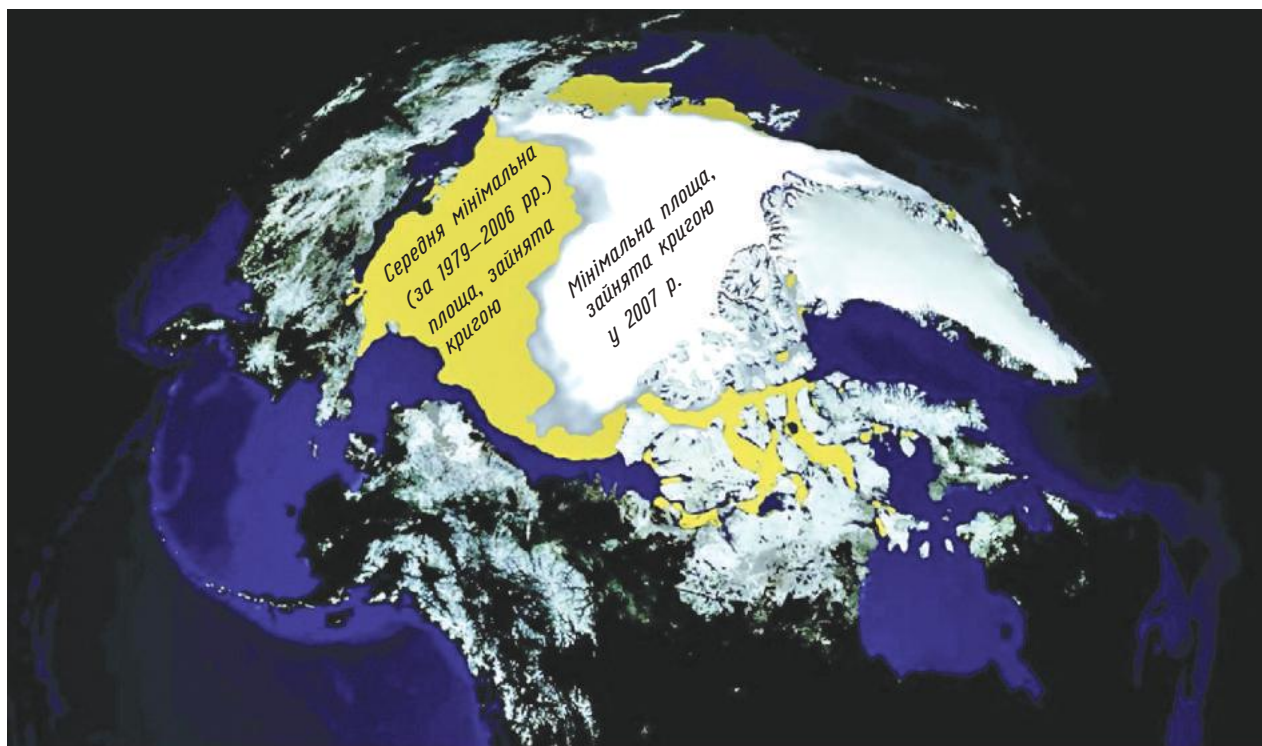


Рис. 12. Площа арктичної морської криги протягом п'яти днів до (і включаючи) 16 вересня 2007 р. в порівнянні з середнім мінімумом морського льоду за період 1979–2006 рр. Джерело: NASA / Goddard Space Flight Center Scientific Visualization Studio

Таке різке зменшення було набагато швидшим, ніж проєкції будь-якої з кліматичних моделей, представлених в 4-й доповіді IPCC (див. рис. 13).

Це відбулося, ймовірно, через поєднання декількох недоліків моделей, зокрема: 1) неповне представлення фізики альbedo поверхні льоду,

зокрема врахування впливу поверхневих водоймищ танення (наприклад, Pedersen et al., 2009) і процесів осадження сажі (наприклад, Flanner et al., 2007; Ramanathan and Carmichael, 2008) і 2) неповне представлення фізики вертикального і горизонтального перемішування в океа-

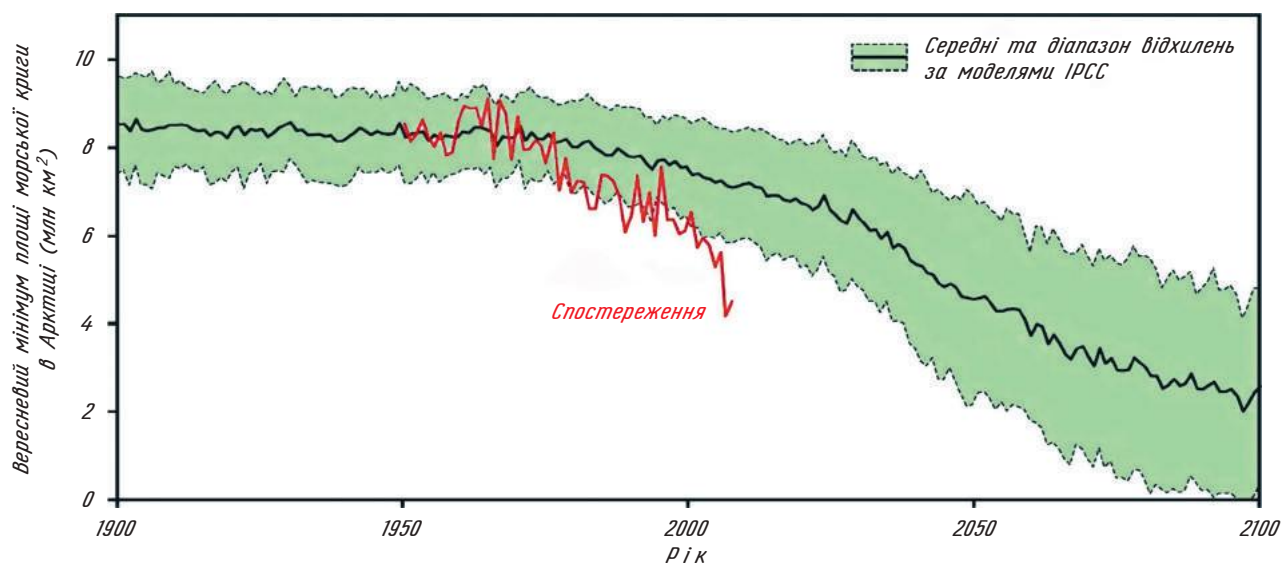


Рис. 13. Площа арктичного льоду в мільйонах кв. км у вересні — спостереження (червона лінія) і модельні розрахунки. Чорна лінія являє середнє по ансамблю з 13 моделей 4-ї доповіді IPCC, пунктирні чорні лінії — діапазон відхилень за конкретними моделями. Джерело: Stroeve et al (2007) з оновленням даних за 2008 р. Розрахований мінімум 2009 р. — 5,10 млн км<sup>2</sup>, це значення на третьому місці знизу за час спостережень і значно нижче за оцінки моделей за найгіршим сценарієм

ні (напр. *Arzel et al.*, 2006). Площі арктичного морського льоду взимку також зменшилися з 1979 р., але повільнішими темпами, ніж літні. Площі льоду в лютому зменшувалися зі швидкістю  $2,9 \pm 0,8$  % за десятиліття (*NSIDC*, 2009). Товщина морського льоду в Арктиці також неухильно знижувалася за останні декілька десятиліть. Наприклад, *Lindsey et al.* (2009) оцінюють швидкість зменшення товщини вересневого льоду як 57 см за десятиліття починаючи з 1987 р. Подібне зменшення товщини морського льоду зафіксоване і в зимовий час. Наприклад, підводні гідроакустичні вимірювання (*Kwok and Rothrock*, 2009) показують, що загальна середня товщина льодів взимку, яка в 1980 р. становила 3,64 м, до 2008 р. знизилася до 1,89 м — сумарне скорочення на 1,75 м, або на 48 %. До кінця лютого 2009 р. менше ніж 10 % морського льоду в Арктиці мало вік більше двох років, порівняйте з історичним значенням цього параметра — 30 % площі з віком більше 2 років.

*Коли ж Північний Льодовитий океан буде вільним від льоду?*

У зв'язку з існуванням природної мінливості кліматичної системи неможливо спрогнозувати конкретний рік, коли Північний Льодовитий океан літом стане повністю вільним від льоду. Проте потенціал потепління, пов'язаний з існуючими рівнями атмосферних парникових газів, вірогідно, свідчить, що вільна від льоду влітку Арктика є неминучістю. Одержані нещодавно нові результати (*Holland et al.*, 2006) змушують припустити, що перехід до вільної від льоду влітку Арктики може бути різким, а не поступовим через властивий Арктичній кліматичній системі підсилювальний зворотний зв'язок. В експерименті з моделлю кліматичної системи NCAR версії 3 (CCSM3) (*Holland et al.*, 2006) Арктика стає майже вільною від льоду влітку до 2040 р. Як відзначив Лоуренс (*Lawrens et al.*, 2008), різке скорочення в Арктиці літнього морського льоду також зумовлює швидке потепління на суші та подальше руйнування вічної мерзлоти.

### Антарктичний морський лід

На відміну від Арктики, зміни антарктичної морської криги значно менші — за 1979—2006 рр. відбувалося сумарне збільшення середньорічної площі на  $\sim 1$  % за десятиліття (*Cavalieri and Parkinson*, 2008; *Comiso and Nishio*, 2008). Проте спостерігаються великі відмінності в регіональному розподілі антарктичного морського льоду, наприклад, у моря Уедделла і моря Роса можна бачити збільшення площі морської криги, пов'язане із змінами у великомасштабній атмосферній циркуляції, а у західних регіонах Антарктичного півострова і біля узбережжя Західної Антарктиди (моря Амундсена і

Беллінсгаузена) відбувається значне скорочення площі криги через повернення вітрів на північ і приземне потепління, що там спостерігається (*Lefebvre et al.*, 2004; *Turner et al.*, 2009; *Steig et al.*, 2009). Ці регіональні зміни пов'язані із значними змінами в сезонності, тобто в тривалості і термінах щорічного настання і відступу льодів (*Stammerjohn et al.*, 2008).

Оскільки Антарктида являє собою масив суші в оточенні величезного Південного океану, а Арктика, навпаки, — малий океан, оточений величезним континентом, і океани менш швидко, ніж суша, реагують на потепління через їх термічну стійкість, можна очікувати затримки потепління навколо Антарктиди, це показують і розрахунки кліматичних моделей. Крім того, *Turner et al.* (2009) відзначають, що руйнування стратосферного озону через антропогенні хлорфторуглероди (ХФУ) зумовлює посилення вітрів в приземному шарі навколо Антарктиди з грудня по лютий (влітку). Вони стверджують, що саме ці вітри, що посилюються, є першопричиною незначного збільшення площі крижаного покриву в Антарктиці за останні три десятиліття. Проте, оскільки викиди ХФУ обмежені відповідно до Монреальського протоколу і їх атмосферні концентрації скорочуються, озонова діра над Антарктикою, як очікується, затягнеться і, отже, очікується прискорення танення льодів у Південній півкулі в подальші десятиліття.

Однак зараз ще замало даних про розподіл товщини Антарктичного шельфового льоду і немає інформації про зміни в товщині морського льоду в Антарктиці.

*Чи не охолоджується Антарктида і чи не збільшується площа Антарктичної морської криги?*

Антарктида не охолоджується, навпаки, вона в цілому нагрівається, щонайменше, останні 50 років. Хоча метеостанція на Південному полюсі показує охолодження протягом цього періоду, дані цієї однієї станції не можуть бути показником для всього континенту. Наприклад, на станції «Восток» — єдиній іншій станції, що здійснює довгостроковий моніторинг у віддалених від океану районах Антарктиди, відзначається тенденція до потепління. Декілька незалежних аналізів (*Chapman and Walsh*, 2008; *Monaghan et al.*, 2008; *Goosse et al.*, 2009; *Steig et al.*, 2009) показують, що в середньому Антарктида нагрілася приблизно на  $0,5$  °C з початку широкомасштабних вимірювань 1957 р. — Міжнародного геофізичного року.

Причому особливо швидке потепління спостерігається у всьому районі Антарктичного півострова і в районі Західно-Антарктичного льодяного щита (рис. 14 показує середню тенденцію за період 1957—2006 рр.). Крім того, є прямі докази за даними буріння, що свідчать про потепління в Західній Антарктиді, яке по-

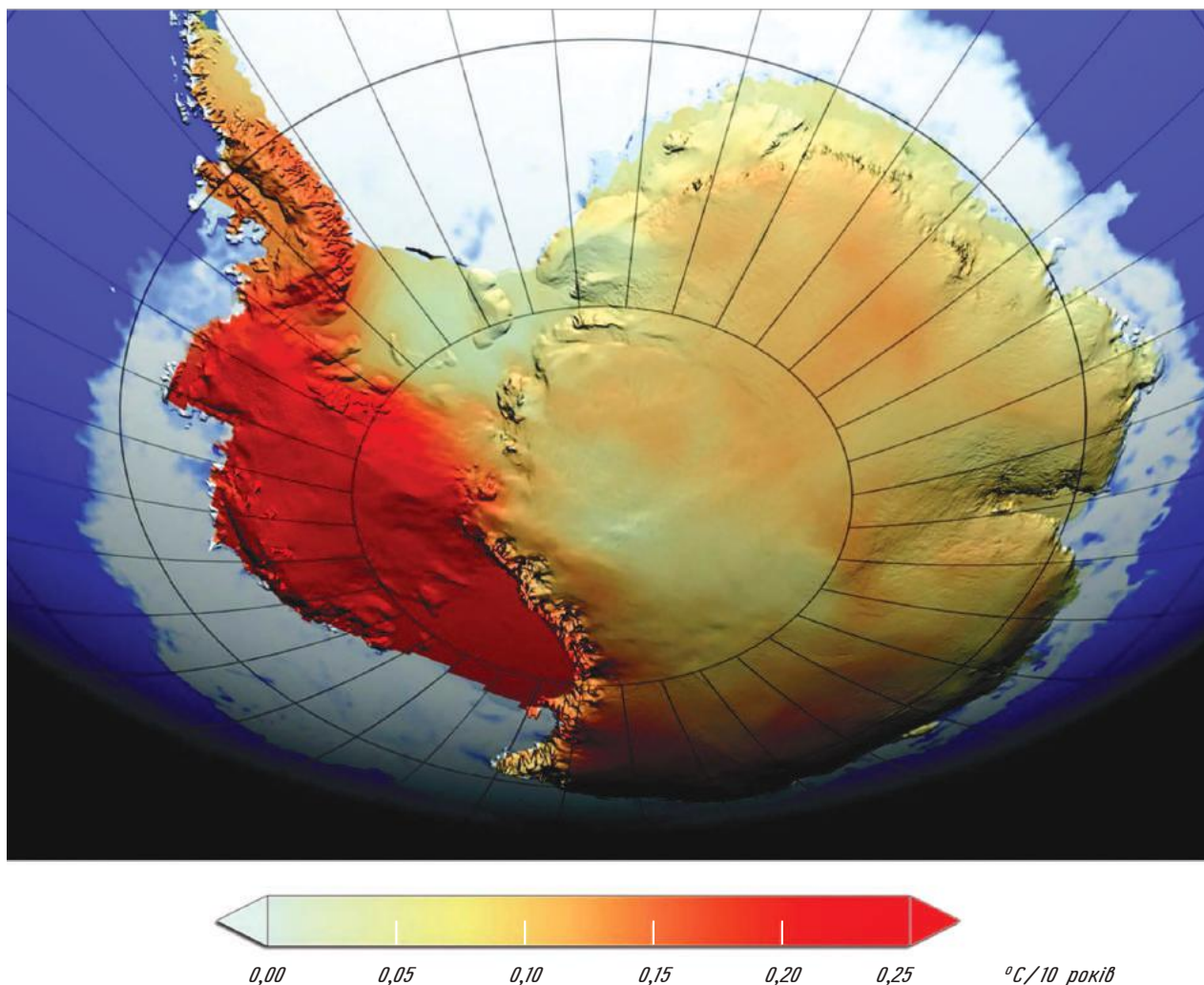


Рис. 14. Тренди середньорічної температури повітря (в °C за десятиліття) протягом 1957—2006 рр. Джерело: Steig et al. (2009)

чалосся не пізніше за 1930-ті р. (Barrett et al., 2009).

З моменту розвитку антарктичної озонОВОЇ діри в кінці 1970-х рр. відбулося посилення циркумполярних вітрів навколо Антарктиди, які скорочують кількість теплого повітря, що досягає внутрішніх областей континенту. Сильні вітри пов'язані з охолодженням у верхніх шарах атмосфери, яке у свою чергу є результатом зниження рівня озону через хлорфторуглероди. Як наслідок, починаючи з кінця 1970-х значна частина Східної Антарктиди охолодилася в літній і осінній сезони. За іронією долі, антропогенні викиди ХФУ допомогли тим самим частково компенсувати потепління внутрішніх областей Антарктиди, аналогічно «глобальному затемненню» від сульфатних аерозолів. У міру поступового зяттягування озонОВОЇ діри впродовж нашого століття ефект охолодження, найімовірніше, зменшиться.

Чинники, що визначають площу морського льоду навколо Антарктиди, дуже відрізняються від тих, що діють в Арктиці, оскільки Антарктида — це континент навколо полюса і оточений

водою, що прямо протилежне географії Арктики. Протяжність морського льоду навколо Антарктиди багато в чому визначають циркумполярні вітри, які виносять лід з материка, і положення полярного фронту, де лід зустрічається з теплими водами океану. Морський крижаний покрив навколо Антарктиди показує невелику тенденцію до збільшення відповідно до посилення циркумполярних вітрів, згаданих вище. У Західній Антарктиді, де зростання температури найбільше, площа морського льоду зменшилася на статистично значущі величини, принаймні, з 1970-х рр.

## Розділ 10. ОКЕАН

### Резюме

— Оцінки поглинання тепла океаном зблизилися, але вони на 50 % вищі, ніж показували попередні розрахунки.

— В червні, липні та серпні 2009 р. глобальна температура поверхні океану досягла максимуму за всю історію спостережень.

— Підкислення океану і зменшення в ньому вмісту кисню визначені як потенційно руйнівні для значної частини морських екосистем.

Розуміння того, як зміни клімату впливають на океан, помітно покращилося після 4-ї доповіді ІРСС. Спостереження показали значні зміни температури, солоності і біохімічних властивостей, що відбуваються в останній час. Ці зміни узгоджуються з тенденціями потепління, кількості опадів і концентрації CO<sub>2</sub> в атмосфері, що спостерігаються за останні 50 років. Після 4-ї доповіді ІРСС також були виконані важливі нові аналізи тенденцій, що відбуваються, для більш широкого набору характеристик океану, зокрема підкислення океану і вмісту кисню. Це дозволило поліпшити наше розуміння зміни стану океанів, а також визначити нові проблеми. У виконаних після 4-ї доповіді ІРСС нових оцінках зміни в океанах збільшуються і знаходяться в кращій відповідності з проєкціями змін клімату (наприклад, глобальний вміст тепла).

### Потепління океану

Існує довгострокова стійка тенденція збільшення температури поверхні океану (SST) впродовж останніх 50 років (рис. 15). Супутникові вимірювання температури на поверхні океану показали, що 2007 р. був найтеплішим роком за всю історію, незважаючи на надзвичайно сильне Ель-Ніньо, що відбувалося у 2007—2008 рр. У 2008 р. температура трохи знизилася у зв'язку з інтенсивним Ель-Ніньо, тоді як з 2009 р. температура океану до часу цієї публікації рухається до нових рекордних значень. Наприклад, глобальна температура поверхні океану в червні, липні і в серпні 2009 р. була найвищою за всю історію<sup>1</sup>.

Останні дослідження (*Domingues et al., 2008, Bindoff et al., 2007*) показали, що збільшення вмісту тепла у верхніх шарах океану (0—700 м) між 1963 і 2003 р. було на 50 % вище, ніж за попередніми оцінками. Останні оцінки зміни вмісту тепла узгоджуються з даними спостережень рівня моря протягом останніх 50 років, що вирішує давню наукову проблему стосовно оцін-

ки внеску теплового розширення у збільшення рівня моря (*Domingues et al., 2008*). Спостереження також свідчать про потепління глибинних шарів океану, яке в Атлантичному і Південному океанах є набагато більшим (*Johnson et al., 2008a, Johnson et al., 2008b*), чим передбачалося раніше.

### Солоність і гідрологічний цикл

Останні, більш повні аналізи показують зниження солоності океану у високих широтах, однак області Світового океану, де випаровування переважає над опадами, стали солонішими. Зміни солоності узгоджуються з посиленням гідрологічного циклу. Просторовий розподіл змін солоності також узгоджується з регіональною циркуляцією і міжбасейновими обмінами. Зараз існує більше доказів того, що довгострокові тенденції в розподілі опадів над Світовим океаном, які відбиваються у розподілі солоності, можна пов'язувати з антропогенним впливом (*Stott et al., 2008*).

### Зміни клімату і океанічна циркуляція

Несподівані зміни солоності антарктичних придонних вод додатково свідчать про посилення танення крижаних щитів і шельфових льодів (*Rintoul, 2007*). Арктика надає переконливі докази збільшення опадів і річкового стоку. Проміжні глибини Північного Льодовитого океану істотно прогріваються (*Polyakov et al., 2004*). Розрахунки сучасних кліматичних моделей і спостереження поки не виявили будь-яких ознак сталих змін у циркуляції Північної Атлантики (наприклад, *Hansen and Østerhus, 2007*).

Регіональні зміни клімату часто генеруються фазами основних осциляцій, таких як Північно-атлантичне коливання, Ель-Ніньо і Південна кільцева мода. На ці осциляції також може впливати парниковий ефект, що веде або до збільшення коливань, або до превалювання якоїсь їх фази в найближчі десятиліття (наприклад, переважання різних типів Ель-Ніньо (*Yeh et al., 2009; Latif and Keenlyside, 2009*)). В даний час вплив регіональних кліматичних мод на циркуляцію океану більший, ніж вплив глобальних трендів, зумовлених антропогенними змінами клімату.

Стабільність циркуляції північної частини Атлантичного океану є життєво важливою для клімату Північної Америки і Європи. Наприклад, уповільнення цих океанічних течій може спричинити більш швидке зростання рівня моря уздовж північного сходу США (*Yin et al., 2009*).

У 4-й доповіді ІРСС визначено, що існує більш ніж 90 %-ва вірогідність уповільнення існуючої системи океанських течій і менш ніж

<sup>1</sup> За даними Національного Центру кліматичних даних США (<http://www.ncdc.noaa.gov/cmb-faq/anomalies.php>) у 2009 та 2010 рр. позитивна аномалія по відношенню до середньої за 1901—2000 рр. середньорічної глобальної SST досягла 0,492 та 0,498 °C відповідно. Для порівняння — максимальні значення глобальної аномалії SST за час спостережень були у 2003 р. — 0,517 °C та 2005 р. — 0,497 °C. — *Прим. перекл.*

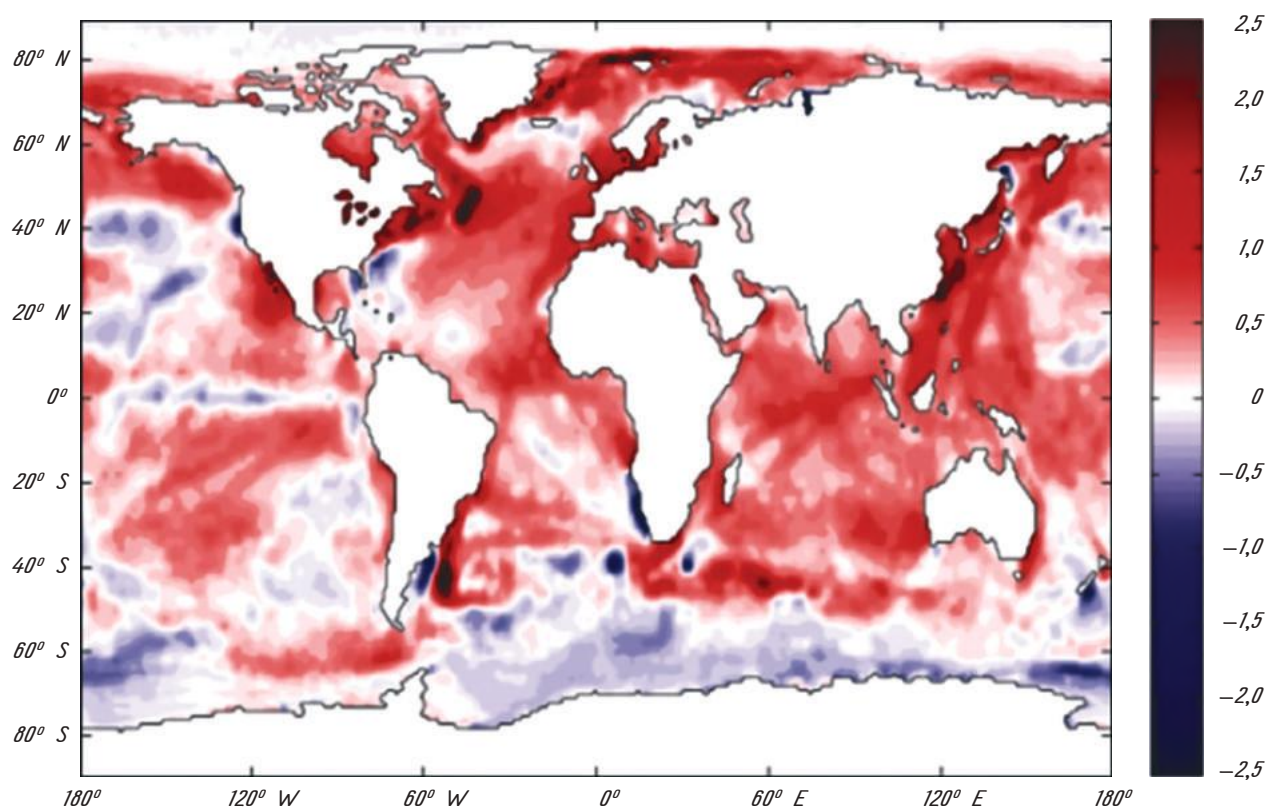


Рис. 15. Зміни температури поверхні океану (в °C) за період 1959—2008 рр. розраховані шляхом обчислення лінійної тенденції на 50 років за щомісячними даними SST на кожену точку сітки. Методика розрахунків описана у *Rayner et al. (2006)*

10 %-ва ймовірність ризику «великої різкої перебудови» до 2100 р. Як наголошується в проєкті 3.4 «Узагальнення та оцінки» наукової програми зі змін клімату США (*Delworth et al., 2008*), ніяка кліматична модель не передбачає такої перебудови протягом цього століття. Проте, враховуючи невпевненість у нашій здатності моделювати нелінійні перехідні процеси і недавнє припущення, що моделі можуть бути надмірно стійкими до збурень (*Hofman and Rahmstorf, 2009*), не можна повністю виключити можливість такої різкої перебудови.

#### Підкислення океану, поглинання вуглецю і зменшення вмісту кисню

У період з кінця передіндустріального періоду (близько 1750 р.) і до 1994 р. вміст  $\text{CO}_2$  в океані збільшився на  $118 \pm 19$  GT (1 GT =  $10^9$  тонн) і продовжує збільшуватися приблизно на 2 Гт в рік (*Sabine et al., 2004*). Зростання вмісту  $\text{CO}_2$  в океані спричинило пряме зниження рН на поверхні океану в середньому на 0,1 одиниці з 1750 р. і збільшення кислотності більш ніж на 30 % (*Orr et al., 2005; McNeil and Matear, 2007; Riebesell et al., 2009*). Коралові організми і рифи, як було показано в роботі *Fabry et al. (2008)*, особливо уразливі до висо-

ких рівнів  $\text{CO}_2$  і низьких рівнів рН води. Нові дані свідчать про жорстку залежність між використанням кальцію морськими організмами і рівнем атмосферного  $\text{CO}_2$ , наприклад, за останні 50 000 років при підвищених рівнях  $\text{CO}_2$  морські черепашки стають дрібнішими (*Moy et al., 2009*). Крім того, у зв'язку з раніше існуючими умовами полярні регіони Північного Льодовитого і Південного океанів, як очікується, почнуть розчиняти певні види черепашок після досягнення концентрації атмосферного  $\text{CO}_2$  у 450 ppm (при реалізації сценарію «бізнес як завжди» цього можна очікувати приблизно у 2030 р.; *McNeil and Matear 2008; Opp et al., 2009*).

Існують нові докази подальшого зниження концентрації розчиненого кисню в океані (*Oschlies et al., 2008*), і вперше з'явилися суттєві докази того, що велика екваторіальна зона мінімального вмісту кисню розширюється в більш теплому океані (*Stramma et al., 2008*). Зниження кисню є фактором, який збільшує стрес, спричиняє проблеми з диханням у великих хижаків (*Rosa and Seibel, 2008*) і значно знижує можливість морських організмів справлятися з підкисленням (*Brewer, 2009*). Збільшення площ морської гіпоксії значно впливає на азотний цикл в океані, глобальні наслідки цього ефекту поки що не відомі (*Lam et al., 2009*). Недавні модельні експерименти (*Hofmann and Schellnhuber,*

2009) показали, що існує небезпека широко-масштабного розширення областей з нестачею кисню у верхніх шарах океану, якщо збільшення рівня атмосферного CO<sub>2</sub> продовжиться.

### Глобальний рівень моря

— Супутникові вимірювання показують, що з початку вимірювань в 1993 р. рівень моря підвищується на 3,4 мм за рік. Це зростання на 80 % перевищує середні оцінки підйому за цей період часу, зроблені в 3-й доповіді IPCC.

— Враховуючи поточні оцінки втрати маси крижаного покриву, підвищення рівня моря до 2100 р., ймовірно, буде принаймні в два рази більше, ніж було представлено в 4-й доповіді IPCC, з верхньою межею близько 2 м на основі нового розуміння ролі льодяних щитів.

Густота населення в прибережних районах і на островах приблизно в три рази вища за середньосвітову. Сьогодні близько 160 млн людей живуть на суші, висота якої менше ніж 1 метр над рівнем моря. Через це навіть невеликий підйом рівня моря призведе до значного соціального і економічного ефекту, який підсилиться завдяки прибережній ерозії, зростанню впливу штормових хвиль і повеней, попаданню солі в ґрунтові води, втраті прибережних угідь і ін. З 1870 р. глобальний рівень моря піднявся на 20 сантиметрів (4-та доповідь IPCC). Донині дані про

рівень моря беруться з мареографів берегових станцій по всьому світу, а починаючи з 1993 р., глобальний рівень моря точно вимірюється з супутників. Супутникові та мареографічні вимірювання показують, що темпи підвищення рівня моря зросли. Статистичний аналіз показує, що темпи зростання тісно пов'язані з температурою: чим вона вища, тим швидше підвищення рівня моря (Rahmstorf, 2007). Підвищення рівня моря є неминучим наслідком глобального потепління з двох основних причин: океанська вода розширюється при нагріванні, і є додатковий приплив води в океани від льоду, що тоне. За період 1961—2003 рр. спостережний підйом рівня моря склався на ~ 40 % з впливу теплового розширення і на ~ 60 % завдяки таненню гірських льодовиків і льодяних щитів (Domingues et al., 2008).

Рівень моря піднімався швидше, ніж очікувалося (Rahmstorf et al., 2007) — див. рис. 16. Середній темп зростання за 1993—2008 рр. по вимірюваннях супутників становив 3,4 мм за рік (Cazenave et al., 2008), тоді як прогноз 3-ї доповіді IPCC становив 1,9 мм в рік за той же період. Реальне зростання, таким чином, відбувалося на 80 % швидше, ніж за модельними проєкціями. (Зверніть увагу, що і останні за часом моделі IPCC з доповіді 2007 р. істотно не змінили прогнозу підвищення рівня моря, зберігаючи його на рівні 3-ї доповіді з точністю 10 %.) Майбутнє підвищення рівня моря

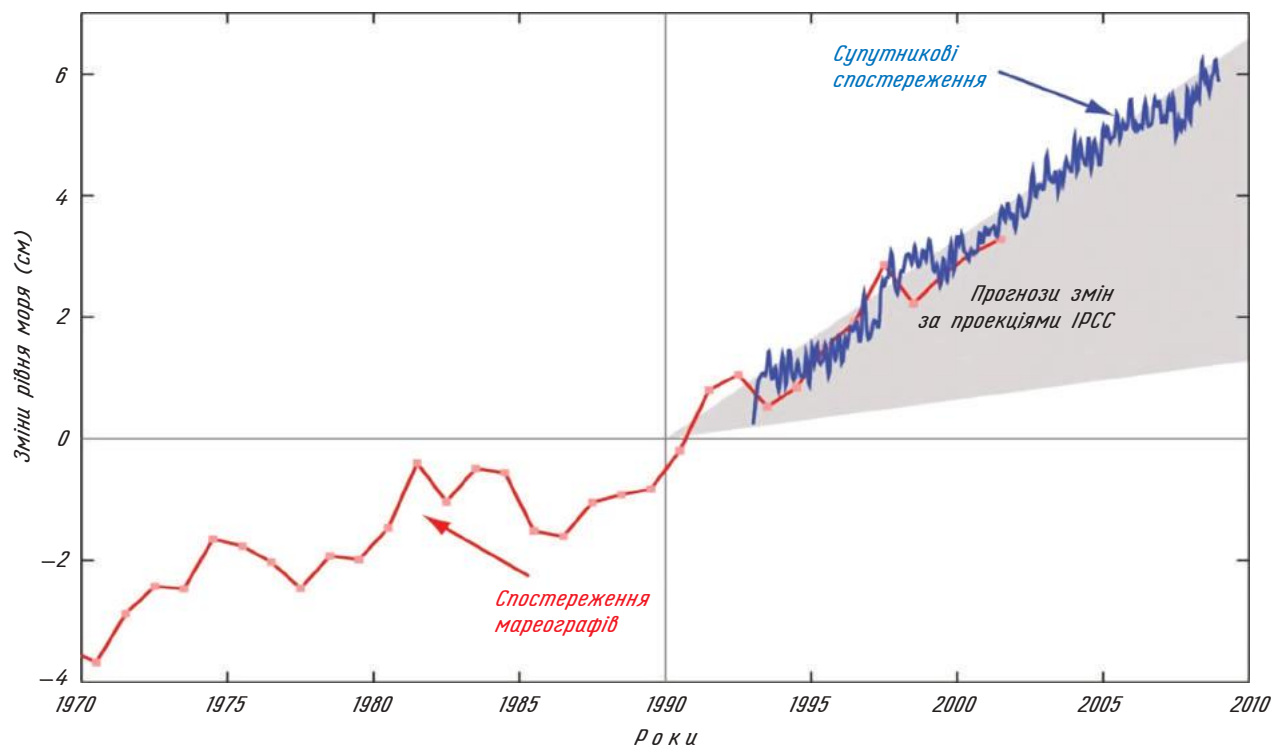


Рис. 16. Глобальні зміни рівня моря за 1970—2009 рр. Червоним кольором показані дані спостережень за допомогою мареографів (Church and White, 2006), синім — дані супутникових вимірювань (Cazenave et al., 2008). Для порівняння сірою половою показані межі прогнозів змін за 3-ю оціночною доповіддю IPCC

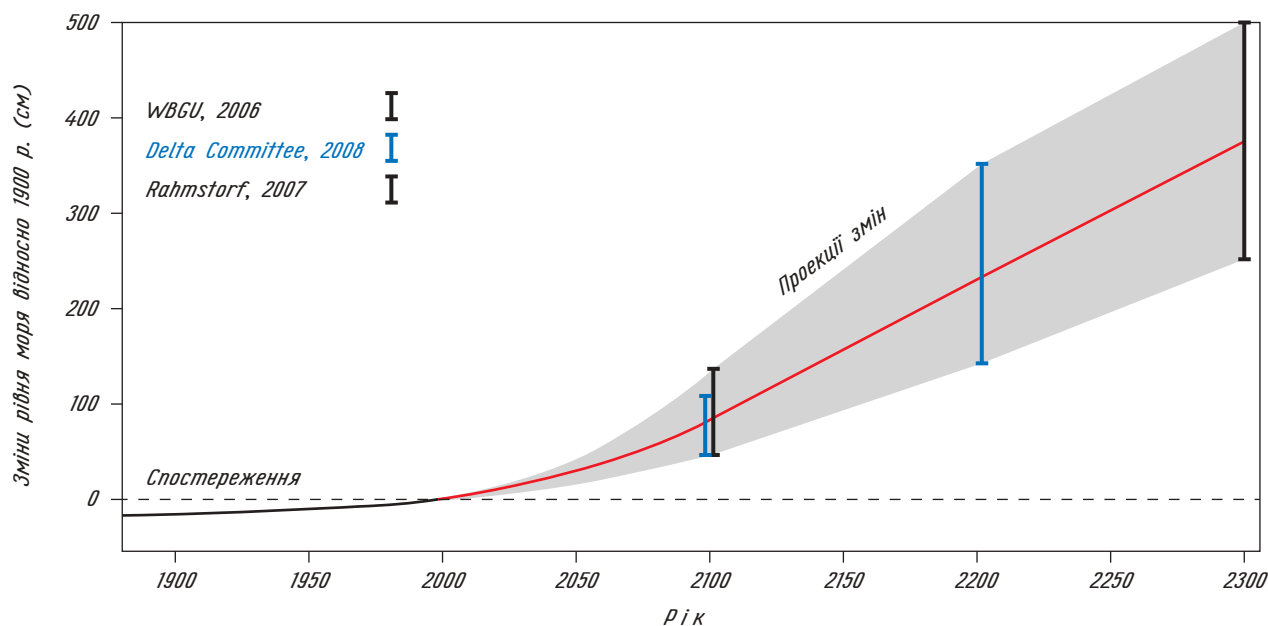


Рис. 17. Деякі нові прогнози майбутнього зростання рівня моря. Джерело фактичних змін: *Church and White (2006)*. Джерело проєкцій майбутніх змін: *Rahmstorf (2007)* та *WBGU (2006)*, джерелом даних, представлених як *Delta Committee* є *Vellinga et al., (2008)*

є вельми невизначеним, це виходить з невідповідності між спостережуваним і модельованим рівнем моря.

Основною причиною такої невизначеності є майбутня поведінка льодяних щитів Гренландії і Антарктиди. Рівень моря може збільшитися до 2100 р. більше ніж на 18—59 см — часто цитований діапазон з 4-ї доповіді IPCC. Як наголошується в 4-й доповіді IPCC, зчеплені<sup>1</sup> моделі, що використовувалися при розробці прогнозу рівня моря в XXI столітті, не включали опис динаміки льодяних щитів. Таким чином, ці 18—59 сантиметрів прогнозованого підвищення рівня моря включають тільки просту оцінку змін рівня моря завдяки зміні балансу маси льодяних щитів Гренландії й Антарктиди. Внаслідок того, що в 4-й доповіді IPCC вважалося, що баланс маси антарктичного льодяного щита є додатним, Антарктида оцінювалася як фактор, який зумовлює зниження глобального рівня моря в XXI столітті. Проте фактично антарктичний льодяний щит в даний час втрачає масу в результаті динамічних процесів (див. рис. 10 цієї доповіді).

На підставі ряду нових досліджень у підсумковому документі Кліматичного конгресу в Копенгагені 2009 р. (*Richardson et al., 2009*) зазначено, що «Оновлена оцінка майбутнього підвищення рівня моря перевищує приблизно в два рази прогнози 4-ї доповіді IPCC 2007 року».

Оскільки для Світового океану і льодяних щитів потрібно дуже багато часу, щоб повною

мірою відреагувати на більш теплий клімат, рівень моря буде продовжувати зростати протягом багатьох століть після стабілізації глобальної температури. Недавні оцінки майбутнього підвищення наведені на рис. 17. Ці оцінки підкреслюють той факт, що неконтрольоване глобальне потепління, ймовірно, зумовить підвищення рівня моря на декілька метрів у найближчі століття, що може спричинити затоплення багатьох крупних прибережних міст і цілих острівних країн.

## Розділ 11. РІЗКІ ЗМІНИ І КРИТИЧНІ ТОЧКИ

### Резюме

— Є декілька елементів у кліматичній системі, які можуть пройти через критичну точку (або точку біфуркації) протягом цього століття в результаті людської діяльності, що призведе до різких і/або необоротних змін.

— Глобальне потепління на 1 °C (над середніми значеннями за 1980—1999 рр.) несе помірні ризики проходження великомасштабних критичних точок, а потепління на 3 °C призведе до істотних або серйозних ризиків.

— Є перспективи для раннього попередження про наближення кліматичної системи до критичних точок, але якщо ми будемо чекати поки перехід через критичну точку почнеться, у ряді випадків його вже не можна буде зупинити.

<sup>1</sup> Або зв'язані (об'єднані) — див. підрозділ 3.3 цього підручника. — Прим. перекл.

### Що таке критична точка?

Критична точка або точка біфуркації є критичним порогом стану системи, на якому її майбутній стан може якісно змінитись за рахунок невеликої зміни зовнішнього форсингу (Lenton et al., 2008; Schellnhuber 2009). Критичним елементом називають складову системи Земля (принаймні субконтинентального масштабу), яка досягла критичної точки свого стану (Lenton et al., 2008). Політично значущими критичними елементами будемо вважати ті складові земної системи, які в результаті діяльності людства можуть досягти та перейти через критичну точку протягом цього століття.

Різкі зміни кліматичного стану є підмножиною змін системи у критичних точках, які відбуваються швидше, ніж зміни в причинах, які їх зумовлюють. Зміни у критичних точках також включають й *перебудови стану системи*, що відбуваються повільніше, ніж їх причини (в обох випадках швидкість змін визначається природою самої системи). У будь-якому випадку зміна стану може бути оборотною або необоротною. *Оборотні зміни* означають, що при зменшенні форсингу за межі критичного порогового значення, система відновлює свій первинний стан різко або поступово. *Необоротні зміни* — це зміни, при яких система не повертається до первинного стану при поверненні значення форсингу

у межі, нижчі за критичні (звичайно, для цього необхідні більші зміни форсингу, ніж ті, що перевели систему у новий стан). Оборотність у теорії ще не означає, що зміни будуть оборотними на практиці. Критичний елемент може із запізненням реагувати на антропогенний форсинг, так що коли процес перебудови стану стає вочевидь відчутним, набагато більші зміни стану системи будуть вже неминучі.

Чи є критичні точки в кліматичній системі Землі?

На основі розуміння нелінійної динаміки кліматичної системи, а також минулих різких змін клімату і модельних експериментів можна стверджувати, що в кліматичній системі є цілий ряд критичних точок (Pitman and Stouffer, 2007; Schellnhuber, 2009). У проєкціях майбутніх кліматичних змін, розроблених за деякими моделями, існують події проходження критичних точок, а останні спостереження в Арктиці свідчать про різкі зміни, що вже відбуваються. Останні роботи визначили список з дев'яти потенційно політично значущих критичних елементів у кліматичній системі, які при прогнозованих змінах клімату можуть пройти критичну точку протягом цього століття і в яких може відбутися повний перехід в інший стан існування в цьому тисячолітті (Lenton et al., 2008). Вони наведені разом з деякими іншими кандидатами на рис. 18.

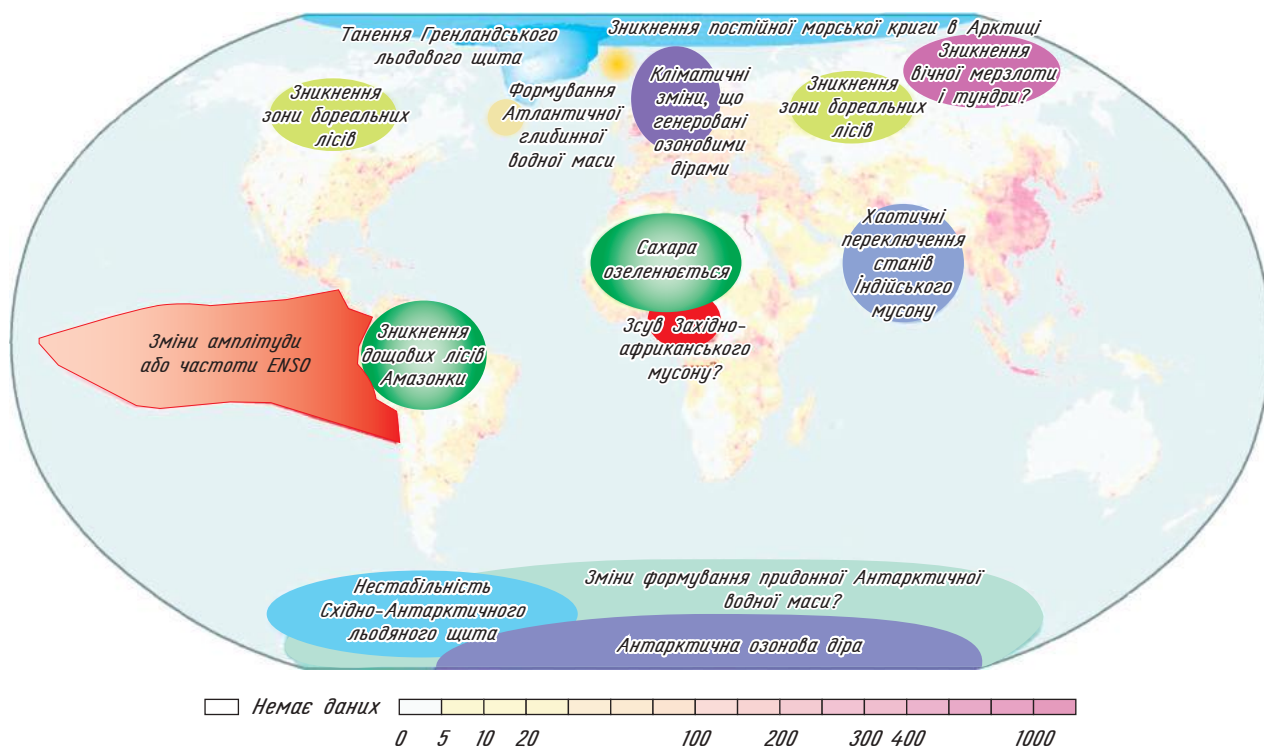


Рис. 18. Карта деяких потенційно політично значущих критичних елементів у кліматичній системі Землі з накладенням даних про густоту населення. Знаки питання вказують на земні системи, статус яких як критичних елементів особливо не прояснений. Є й інші потенційно критичні елементи, відсутні на цій карті, наприклад, мілководні коралові рифи (Veron et al., 2009), які знаходяться під загрозою через підкислення океану (див. главу «Океан»)

Які з них викликають найбільшу стурбованість? Яким чином була проведена ця оцінка?

Із потенційних критичних точок найбільшу стурбованість, звісно, викликають ті, які є найближчими у часі (з якнайменшими можливостями їх уникнути), і ті, які мають найбільші негативні наслідки. Як правило, більш швидкі та менш оборотні переходи мають й більшу негативну дію. Крім того, наше занепокоєння повинно зростати, якщо врахувати, що є вірогідність існування додаткових зворотних зв'язків з глобальними змінами клімату, як і взаємодія між ними, коли один елемент веде до підсилення нестійкості іншого. Останнім часом шляхом експертної оцінки був визначений ступінь наближеності деяких критичних точок (Lenton et al., 2008; Kriegler et al., 2009). Близькість, швидкість і оборотність переходів були оцінені шляхом огляду літератури (Lenton et al., 2008), проте звісно існує необхідність більш детального розгляду наслідків. Сьогодні обговорюються такі регіони та їх критичні точки:

**Арктика:** Вірогідно, що Гренландський льодяний щит (GIS) є значно наближеним до критичної точки нестійкості, після проходження якої він приречений на зменшення (Lenton et al., 2008; Kriegler et al., 2009). Вражаюче посилення сезонного танення спостерігалось в 2007 р., воно асоціюється з рекордними втратами площі літнього льоду в Північному Льодовитому океані (Mote, 2007). Розпочавшись, перехід до меншого льодяного покриву Гренландії матиме низьку оборотність, хоча цілком вірогідно займе декілька сторіч (і, отже, не є різким). Вплив цього процесу через підвищення рівня моря зрештою буде великим і глобальним за характером, але залежатиме від швидкості зменшення крижаного щита.

**Антарктика:** Західно-антарктичний льодяний щит (WAIS) в даний час вважається більш віддаленим від критичної точки, ніж Гренландський щит, проте цей висновок є суттєво невизначеним (Lenton et al., 2008; Kriegler et al., 2009). Однак потенційно WAIS має можливості змінюватися швидше, ніж GIS і, отже, потенційно може більше впливати на систему в цілому. Втрати шельфового льоду навколо Антарктичного півострова, як у *Larsen B*, за якими слідує прискорення руху льодовиків, які вони «підпирали», демонструють механізм, який може поставити під загрозу частину WAIS. Основний Східно-антарктичний льодяний щит (EAIS) вважається більш стабільним, ніж WAIS. Проте є докази того, що уздовж його морської межі відбуваються зміни, через які у море виносяться більше льоду, ніж у всій Західній Антарктиді.

**Амазонія:** Тропічні ліси Амазонки пережили засуху в 2005 р., яка перетворила регіон з поглинача вуглецю на його джерело (0,6—0,8 ГтС за рік) (Phillips et al., 2009). Якщо тривалість

сухого сезону збільшиться за рахунок антропогенної діяльності (Vecchi et al., 2006) і засухи будуть траплятися частіше або стануть сильнішими (Cox et al., 2008), ця система може досягти критичної точки, за якою відбудеться відмирання до ~ 80 % тропічного лісу (Cox et al., 2004; Scholze et al., 2006; Salazar et al., 2007; Cook and Vizy, 2008) і заміна його саваною. Цей процес може тривати декілька десятиліть, він матиме низьку оборотність, великі регіональні наслідки і довготривалий кумулятивний ефект. Масове відмирання тропічних лісів очікується при глобальному потепленні  $> 4^{\circ}\text{C}$  (Kriegler, 2009), і воно може розпочатися при нижчому рівні глобального потепління задовго до того, як його наслідки почнуть бути видимими (Jones et al., 2009).

**Західна Африка:** Сахель і Західноафриканський мусон (WAM) у минулому мали швидкі, але оборотні зміни, включаючи спустошливу засуху з кінця 1960-х до 1980-х. За прогнозом майбутнє ослаблення Атлантичної термохалінної циркуляції, що сприяє умовам «Атлантичного Ніньо», включаючи сильне потепління в Гвінейській затоці (Cook and Vizy 2006), може привести до зриву сезонного настання WAM (Chang et al., 2008) і його подальшого «стрибка» на північ (Hagos, 2007) в Сахель. Парадоксально, але колапс WAM-циркуляції може спричинити зволоження частини Сахелі через втягування на захід вологого повітря з Атлантики (Cook and Vizy 2006; Patricola and Cook 2008) і озеленення регіону, що може бути рідкісним позитивним прикладом переходу системи через критичну точку.

**Індія:** Індійський літній мусон, ймовірно, вже порушено (Ramanathan et al., 2005; Meehl et al., 2008) через коричневу хмарну димку в атмосфері над субконтинентом і, меншою мірою, над Індійським океаном. Ця хмарна димка складається з суміші сажі, яка поглинає сонячне світло, і сульфатів, які відбивають сонячну радіацію. За рахунок цього відбувається нагрівання атмосфери, а не земної поверхні, що ослабляє сезонні градієнти температури між сушею і океаном, які мають вирішальне значення у виникненні мусону (Ramanathan, 2005). За деякими прогнозами ця коричнева хмарна димка може спричинити подвоєння частоти засух протягом десятиліття (Ramanathan, 2005), що матиме великі наслідки, хоча цей перехід може бути вельми оборотним.

Існують ще декілька інших кандидатів у критичні елементи і механізми, які можуть стати серйозною проблемою, наприклад, втрати вуглецю з вічної мерзлоти. Недавно було вказано на припущення, що область вічної мерзлоти, відома як Yedoma, яка зберігає до ~ 500 Гт вуглецю (Zimov et al., 2006), може бути виведена з рівноваги і зруйнуватися за рахунок внутрішньої

біохімічної генерації тепла (*Khvorostyanov et al., 2008a, 2008b*). Проте, за існуючими оцінками, ця критична точка ще відносно далека.

*Як критичні точки пов'язані з підсилювальними зворотними зв'язками, що впливають на зміни клімату?*

Критичні точки часто плутають з підсилювальними зворотними зв'язками, що впливають на зміни клімату. Всі критичні елементи повинні мати деякі підсилювальні сильні зворотні зв'язки (*Lenton et al., 2008*) у своїй власній внутрішній або регіональній кліматичній динаміці, які визначають наявність порогу, але ці елементи не обов'язково повинні мати підсилювальний зворотний зв'язок з глобальними змінами клімату.

Елементи, які можуть підсилювати глобальні зміни клімату, включають *тропічні ліси Амазонки* (відмирання яких зробило б їх джерелом CO<sub>2</sub>, з вивільненням зрештою до ~ 100 Гт вуглецю), *термохалінну циркуляцію* (ослаблення або колапс якої призведе до результуючої CO<sub>2</sub>-дегазації) і вічну мерзлоту *Yedoma* (вивільнення до ~ 500 Гт вуглецю). Критичні елементи, що мають помірні додатні зворотні зв'язки з глобальними змінами клімату, включають *бореальний ліс* (відмирання якого призведе до вивільнення CO<sub>2</sub>, але цей ефект може компенсуватися охолодженням за рахунок збільшення альбедо земної поверхні, неприкритої сніговим покривом; *Betts, 2000*) і *Сахель/Сахару* (озеленення яких поглинати CO<sub>2</sub>, але, можливо, спричинить збільшення регіональної хмарності).

*Чи повинні ми бути стурбовані глобальними додатними зворотними зв'язками?*

Додатні зворотні зв'язки, пов'язані з окремими критичними елементами, в основному, досить слабкі в глобальному масштабі. Проте інші (не пов'язані з критичними елементами) підсилювальні зворотні зв'язки, зокрема можлива майбутня зміна у загальній ролі біосфери суші з поглинача CO<sub>2</sub> на його джерело, могли б значно підсилити зростання CO<sub>2</sub> і глобальної температури впродовж століття (*Friedlingstein et al., 2006*). Кліматична система Землі вже знаходиться в стані сильного додатного зворотного зв'язку з відносно швидкою фізичною кліматичною реакцією (*Bony et al., 2006*) (наприклад, зворотний зв'язок, пов'язаний з водяною парою). У будь-якій системі з сильними додатними зворотними зв'язками відносно невеликий додатковий підсилювальний зворотний зв'язок може мати непропорційно великий вплив на глобальний стан (у даному випадку температуру) через нелінійний характер спільної роботи таких «підсилювачів».

*Чи існує глобальна критична точка?*

Глобальна критична точка може існувати, тільки якщо сумарний підсилювальний зворотний зв'язок стане настільки сильним, щоб перетнути критичний поріг, за яким глобальна

система змінювала б свій стан у небезпечному напрямі через власну внутрішню динаміку. Незважаючи на численні розмови про це в популярних ЗМІ, поки немає істотних доказів того, що Земля в цілому знаходиться поблизу такого порогу. Зміна клімату, що посилюється, є набагато кращим описом того, що ми і спостерігаємо в даний час і прогнозуємо на майбутнє.

*Які антропогенні чинники дії небезпечні?*

Загальний сукупний об'єм викидів CO<sub>2</sub> та інших триваложивучих парникових газів визначає довгострокові зміни клімату і, отже, долю тих критичних елементів, що чутливі до змін середньої глобальної температури, але мають повільну реакцію та/або більш віддалені у часі від критичної точки. Яскравими прикладами таких елементів є великі льодяні щити (GIS і WAIS). Нерівномірності в розподілі сульфатних аерозолів (*Rotstajn and Lomann, 2002*) і сажі (*Ramanathan, 2005; Ramanathan and Carmichael, 2008*) є найбільш небезпечними для мусонів. Осадження сажі на снігу і льоду (*Ramanathan and Carmichael 2008; Flanner et al., 2007*) є однією з ключових небезпек для арктичних критичних елементів, оскільки вона особливо ефективно сприяє таненню (*Flanner et al., 2007*). Збільшення вмісту сажі, зниження кількості сульфатних аерозолів (*Shindell and Faluvegi, 2009*) і збільшення концентрації короткоживучих парникових газів (*Hansen et al., 2007*) (метану і тропосферного озону) також сприяли швидкому потепленню Арктики і разом їх вплив набагато переважає внесок CO<sub>2</sub>. Отже, вплив поточного зниження викидів SO<sub>2</sub> і відповідно сульфатних аерозолів на кліматичні критичні елементи є змішаним за дією. Так, він може, наприклад, бути корисним для регіону Сахелі (*Rotstajn and Lomann, 2002*), але загрозою для Амазонії (*Cox et al., 2008*) і арктичного морського крижаного покриву (*Shindell and Faluvegi, 2009*). Зміни рослинного покриву можуть також «зіштовхнути» значні райони континентів від стану, відносно стійкого до змін клімату, до стану з високим ступенем уразливості.

*Чи є перспективи раннього попередження про наближення до критичної точки?*

За останні роки було досягнуто певного прогресу у виявленні і перевірці потенціальних показників раннього попередження про наближення до критичних точок (*Lenton et al., 2008; Livina and Lenton; Dakos et al., 2008; Lenton et al., 2009; Sheffer et al., 2009*). Уповільнення відгуку на збурення є майже універсальною властивістю системи, що наближається до різних типів критичних точок (*Dakos et al., 2008; Sheffer et al., 2009*). Цей ефект було виявлено як в кліматичних даних про епохи, коли клімат переходив з одного до іншого стану (*Livina and Lenton, 2007; Dakos et al., 2008*), так і в модельних експериментах (*Livina and Lenton, 2007;*

Dakos et al., 2008; Lenton et al., 2009). Також можуть спостерігатися коливання між станами перед переходом до деякого постійного стану (Bakke et al., 2009). Зараз вивчаються інші ранні показники попередження для екологічних критичних точок (Biggs et al., 2009), зокрема збільшення дисперсії (Biggs et al., 2009), спотворена реакція (Biggs et al., 2009; Guttal and Jayaprakash, 2008) та їх просторові еквіваленти (Guttal and Jayaprakash, 2009). Потенційно всі ці дослідження можуть використовуватися для прогнозування кліматичних критичних точок.

## Розділ 12. УРОКИ МИНУЛОГО

### Резюме

— Реконструкція клімату минулих часів показує, що останнє потепління, що спостерігається в Арктиці і в Північній півкулі в цілому, є аномальним в контексті природної мінливості клімату за останні 2000 років.

— Нові дані, отримані при дослідженні льодяних кернів, підтверджують важливість концентрації парникових газів для температури на Землі у минулі епохи і показують, що зараз рівень CO<sub>2</sub> вищий, ніж будь-коли протягом останніх 800 тис. років.

### Реконструкція останніх двох тисячоліть

Знання про клімат протягом останніх століть можуть допомогти зрозуміти природні зміни клімату і бачити сучасний клімат у цьому контексті. Є цілий ряд досліджень, що реконструюють зміни приземної температури повітря за останнє тисячоліття в глобальному масштабі та в масштабі півкулі (наприклад, Mann et al., 1998; Esper et al., 2002; Moberg et al., 2005). Всі вони свідчать про те, що останнє потепління в Північній півкулі є аномальним протягом, щонайменше, минулого тисячоліття і, ймовірно, на більших часових масштабах (Jansen et al., 2007). Перша з цих реконструкцій стала відома як «хокейна ключка» (Mann et al., 1998, 1999). Декілька аспектів цієї реконструкції згодом були поставлені під сумнів, наприклад, чи було XX століття найтеплішим в масштабі півкулі (Soon and Baliunas, 2003), і чи є ця реконструкція такою, яку можна відтворити і перевірити (McIntire and McKittrick, 2003), чи є реконструкція чутливою до методу, що використовувався для одержання інформації з річних кілець дерев (McIntire and McKittrick, 2005a, b). Хоча відповіді на ці критичні зауваження були надані в подальших роботах (наприклад, Rutherford et al., 2005; Wahl and Ammann,

2006, 2007; Jansen et al., 2007), Національна дослідницька рада (NRC) США створила спеціальний комітет для вивчення стану достовірності реконструкцій клімату минулого тисячоліття. У доповіді, опублікованій в 2006 р., NRC в основному підтримав висновки досліджень Mann et al. (1998, 1999) і надав рекомендації щодо подальшого прогресу в цій області (NRC, 2006).

Відповідно до рекомендацій NRC у роботі Mann et al. (2008) була проведена реконструкція приземних температур у Північній півкулі та в глобальному масштабі впродовж більшої частини останніх 2 тис. років. При цьому використовувався значно розширений набір даних, що дозволило оцінити кліматичну мінливість у масштабі десятиліття—століття, разом з нещодавно оновленими інструментальними даними і додатковими методами, які були ретельно перевірені та оцінені за допомогою кліматичних моделей.

Ці результати розширили попередні дослідження і дозволили зробити висновок, що останнє збільшення приземної температури у Північній півкулі, ймовірно, є аномальним у довгостроковому контексті (рис. 19).

В роботі Kaufman et al. (2009) незалежно дійшли висновку, що останнє арктичне потепління не має прецедентів, принаймні, протягом 2 тис. років (рис. 20) та змінює знак довгострокової (тисячолітнього масштабу) тенденції охолодження, спричиненого астрономічним форсингом (тобто наявним орбітальним циклом). Потепління впродовж «Середньовічної кліматичної аномалії», приблизно 900—1100 рр., за потужністю можна зіставити з сучасним потеплінням лише у деяких регіонах, таких як захід тропічної частини Тихого океану (Orpo et al., 2009) і деякі області у Північній Атлантиці (Mann et al., in press). Проте такі регіональні потепління, схоже, відображають перерозподіл тепла за рахунок змін у циркуляції атмосфери і, як правило, компенсуються охолодженням у іншому місці (наприклад, в східній і центральній тропічній частині Тихого океану), що стримувало температури в масштабі півкулі (і у глобальному вимірі) на рівні нижчому, ніж той, що спостерігається в останні десятиліття.

### Концентрації парникових газів за даними з льодяних кернів

Зміни концентрації вуглекислого газу (CO<sub>2</sub>) і метану (CH<sub>4</sub>) в атмосфері у минулому можна визначити шляхом аналізу складу пузирів повітря, похованих в льодяних кернах, через аналіз густоти пор листя, а також через геохімічний аналіз зразків морських осадових порід. Дані по концентрації CO<sub>2</sub> і CH<sub>4</sub>, одержані в рамках європейського проекту колонкового буріння льо-

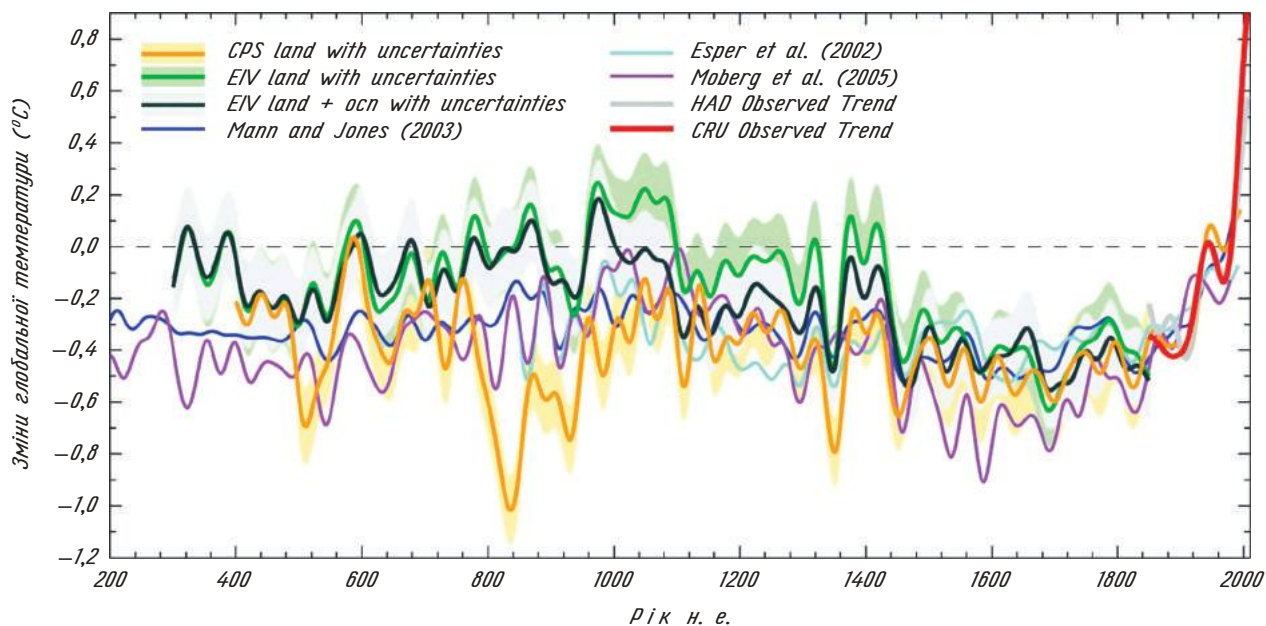


Рис. 19. Порівняння різних реконструкцій змін температури повітря в Північній півкулі, на рисунку також наведено 95 %-вий довірчий інтервал (Mann et al., 2008)

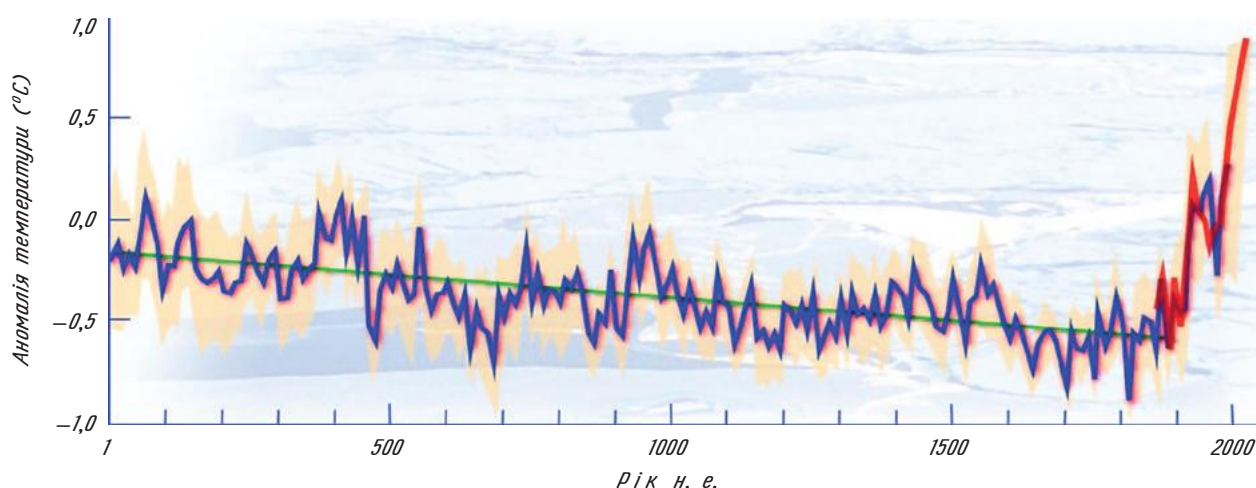


Рис. 20. Синя лінія: оцінки змін температури арктичного повітря за останні 2000 років на основі непрямих даних з озерних осадів, льодяних кернів і річних кілець дерев. Зелена лінія показує довгострокову тенденцію охолодження, яке спостерігалось до 1900 року. Червона лінія показує останнє потепління на основі фактичних спостережень. (Courtesy Science, modified by the University Corporation for Atmospheric Research)

ду в Антарктиці (EPICA) з кернів льоду куполу Concordia (Dome 3), були опубліковані в 2004 і 2005 рр. Вони реконструювали концентрації цих парникових газів за часовий відрізок до 440 тис. і 650 тис. років тому відповідно (EPICA community members, 2004; Siegenthaler et al., 2005). У 2008 р. ці дані були поширені на період останніх 800 тис. років (Luthi et al., 2008; Loulergue et al., 2008).

Нові розширені дані свідчать, що сучасна концентрація парникових газів (приблизно 385 ppm<sup>1</sup>)

принаймні на 40 % вище, ніж у будь-який час протягом останніх 800 тис. років. Необхідно повернутися принаймні на два-три мільйони років у минуле, можливо навіть на п'ятнадцять мільйонів років тому, в епохи міоцену і пліоцену, щоб знайти еквівалентні рівні парникових газів в атмосфері (Haywood et al., 2007; Raymo et al., 1996; Kurschner et al., 1996; Tripathi et al., 2009). За даними за останні 800 тис. років, спостерігається значна кореляція рівнів CH<sub>4</sub> і CO<sub>2</sub> і реконструйованих змін температури повітря (Luthi et al., 2008; Loulergue et al., 2008). Згідно з даними з льодяних кернів підвищення температури звичайно передую збільшенню концентрації

<sup>1</sup> На початок 2013 р. концентрація CO<sub>2</sub> в атмосфері досягла 396 ppm. — Прим. перекл.

CO<sub>2</sub> в атмосфері. Цей висновок узгоджується з гіпотезою, що *природні* зміни CO<sub>2</sub> є зворотним зв'язком у циклі змін льодовикових і міжльодовикових періодів, а не їх основною причиною (Shackleton, 2000); це недавно було детально вивчено за допомогою експериментів на кліматичних моделях (Ganopolski and Roche, 2009). Зміна параметрів орбіти Землі навколо Сонця є стимулятором для переходів від льодовикових до міжльодовикових періодів і навпаки (Hays et al., 1976; Berger, 1978). Але ці незначні орбітальні зміни повинні бути посилені кліматичними зворотними зв'язками, які формують суттєві відмінності у глобальних температурах і об'ємах льоду у цих станах кліматичної системи, а також відносну різкість переходів між льодовиковими і міжльодовиковими періодами (Berger et al., 1998; Clark et al., 1999).

### Палеокліматичні межі чутливості кліматичної системи Землі

Одним з ключових питань при дослідженні клімату є визначення, з якою чутливістю клімат Землі реагує на певну зміну в радіаційному балансі нашої планети.

Цей ефект часто описується як «кліматична чутливість», яка визначається як зростання рівноважної глобальної температури у відповідь на подвоєння концентрації CO<sub>2</sub> в атмосфері<sup>1</sup>. Четверта доповідь IPCC узагальнила дослідження невизначеності кліматичної чутливості (наприклад, Andronova and Schlesinger, 2001; Frame et al., 2005; Annan and Hargreaves, 2006) та виголосила, що «кліматична чутливість, ймовірно, знаходиться в діапазоні від 2 °C до 4,5 °C і найімовірніше близько 3 °C». Останні дослідження підтвердили цю оцінку (наприклад, Knutti and Hegerl, 2008). Одержані оцінки кліматичної чутливості також були використані для визначення як екологічних, так і соціально-економічних можливих наслідків реалізації різних сценаріїв стабілізації CO<sub>2</sub> або відповідних рівнів викидів парникових газів з метою стабілізації середньої глобальної температури нижче певного значення (наприклад, Meinshausen et al., 2009; розділ «Пом'якшення наслідків глобального потепління»).

*Чи не змінювався клімат завжди, навіть без втручання людини?*

Звичайно. Але наявні зміни клімату у минулому не є приводом для самозаспокоєння, більш того, вони вказують, що клімат Землі дуже чутливий до змін форсингу. З історії клімату можна зробити два основні висновки:

1. Клімат завжди різко реагував, якщо порушувався радіаційний баланс Землі. Це повторюється і зараз, коли люди змінюють радіаційний баланс за рахунок збільшення концентрації парникових газів. Фактично дані про кліматичні зміни в історії Землі можна використовувати для кількісної оцінки того, наскільки сильно зміна в радіаційному балансі певної величини змінює глобальну температуру в кліматичній системі Землі (для визначення *кліматичної чутливості*). Історичні дані підтверджують, що наша кліматична система є настільки чутливою, наскільки це показують кліматичні моделі, а можливо, навіть й більше.

2. Наслідки змін клімату у минулому були дуже значними. Так, останній великий льодовиковий період, коли глобальна температура була на 4—7 °C нижче, ніж зараз, повністю перетворив поверхню Землі та її екосистеми, а рівень моря був на 120 метрів нижче за сучасний. Коли ж під час пліоцену 3 млн років тому кліматична система Землі востаннє була на 2—3 °C тепліше, ніж зараз, рівень моря був на 25—35 метрів вищим у зв'язку з меншими розмірами льодяних щитів при теплому кліматі.

Незважаючи на минулі значні природні зміни клімату, сучасне глобальне потепління вже є аномальним. Існуючі реконструкції клімату дозволяють припустити, що впродовж останніх двох тисячоліть глобальна температура ніколи не змінювалася більше ніж на 0,5 °C за століття (наприклад, Mann et al., 2008; та цитована в цій статті література).

*Може, ми просто перебуваємо в природній фазі потепління, клімат відновлюється після «Малого льодовикового періоду»?*

Ні. «Відновлення» клімату не є науковим уявленням, оскільки клімат не реагує, як маятник, рухом назад після поштовху в певному напрямі. Навпаки, клімат реагує швидше, як каструля з водою на плиті: ви можете зробити її тільки теплішою, якщо ви додасте вогню відповідно до основного закону фізики — закону збереження енергії. Тепловий баланс Землі (її радіаційний баланс) добре вивчено. Найбільші зміни в радіаційному балансі за останні 50 років, в ході яких відбулося три чверті глобального потепління, пов'язані зі спричиненим людською діяльністю збільшенням концентрацій парникових газів (див. вище). Природні чинники забезпечили невеликий охолоджуючий ефект протягом цього періоду.

Глобальна температура тепер не тільки вища, ніж в період XVI—XIX століть, іноді званий «Малим льодовиковим періодом» (хоча цей термін дещо вводить в оману, оскільки ці, в основному регіональні, явища мали мало спільного з реальними льодовиковими періодами). Глобальні температури насправді зараз вищі, ніж у будь-який час за минулі 2000 років — навіть тепліші,

<sup>1</sup> Дивись більше про кліматичну чутливість у п. 4.1.3 цього підручника.

ніж у «середньовічний оптимум», що відбувався тисячу років тому (рис. 19). Ця теза підтверджується всіма глобальними кліматичними реконструкціями, виконаними різними групами дослідників і оснований на різних даних і методах.

*Хіба історія клімату не свідчить, що саме рівень CO<sub>2</sub> змінювався у відповідь на зміни температури, а не навпаки?*

Цей ефект працює в обох напрямках: зміни CO<sub>2</sub> впливають на температуру через парниковий ефект, а зміни температури також впливають на концентрацію CO<sub>2</sub> через реакцію вуглецевого циклу. Вчені називають це *зворотним зв'язком*.

Глобальний вуглецевий цикл реагує на зміни температури, як правило, із запізненням на століття. Це впливає з аналізу циклів льодовикових періодів за останні 3 мільйони років, які були спричинені змінами параметрів орбіти Землі (т. зв. *цикли Міланковича*). Зворотний зв'язок CO<sub>2</sub> підсилює та глобалізує астрономічні зміни клімату: без зниження концентрації CO<sub>2</sub> і пов'язаного з цим зменшення парникового ефекту не можна пояснити повною мірою ні самі льодовикові періоди, ні той факт, що вони відбувалися одночасно в обох півкулях. Нещодавно деталі зворотних зв'язків між температурою і концентрацією CO<sub>2</sub> в атмосфері, реконструйовані за даними з Антарктиди, були відтворені в експериментах на кліматичній моделі (*Ganopolski and Roche, 2009*) і вони повністю узгоджуються з уявленнями про основну роль CO<sub>2</sub> в змінах клімату. Під час потепління в кінці льодовикових періодів CO<sub>2</sub> вивільнявся з океанів — тобто в протилежність тому, що ми спостерігаємо сьогодні, коли рівень CO<sub>2</sub> збільшується як в океані, так і в атмосфері.

Якщо в атмосфері змінилася концентрація CO<sub>2</sub>, то через вплив парникового ефекту температура повітря слідує за цими змінами. Саме це і відбувається зараз, коли люди вивільняють CO<sub>2</sub> з викопних джерел. Але така ситуація також відбувалася багато раз в історії Землі. За мільйони років концентрація CO<sub>2</sub> змінювалася через природні зміни у вуглецевому циклі, пов'язані з тектонікою плит (дрейфом континентів), і клімат відстежував ці зміни CO<sub>2</sub> (прикладом може бути поступове охолодження клімату в льодовикові періоди за останні 50 мільйонів років).

Як показують дані з відкладів віком 55 мільйонів років, принаймні один раз в історії клімату також відбувалося швидке вивільнення вуглецю, подібне до того, яке сьогодні спричинила людська діяльність. У «*Пізньопалеоценовий температурний максимум*» відбулося глобальне потепління приблизно на 5 °C, що призвело до згубного для життя підкислення океану і масового вимирання. Цей приклад повинен сьогодні служити суворим попередженням для людства.

## Розділ 13. МАЙБУТНЄ

### Резюме

— Передбачається, що глобальна середня температура повітря підвищиться до 2100 р. на 2—7 °C у порівнянні з передіндустріальним рівнем. Такий широкий діапазон значень пояснюється в основному невизначеністю в об'ємах майбутніх викидів парникових газів.

— Якщо до 2020 р. не буде досягнуто глобального піка викидів і після цього вони не почнуть швидко знижуватися, існує дуже висока вірогідність глобального потепління більше ніж на 2 °C.

— Якщо додатні зворотні зв'язки у вуглецевому циклі значно знизять ефективність поглинання сушею і океаном викидів CO<sub>2</sub>, швидкість потепління збільшиться.

— Багато показників змін, які спостерігаються сьогодні, близькі або вищі за найгірші модельні розрахунки, що наведені у 4-й доповіді IPCC.

### Прогнози проєкції клімату

Після 4-ї доповіді IPCC не було створено нових узгоджених модельних наборів майбутніх проєкцій клімату. Натомість протягом останніх декількох років велика частина нових досліджень була зосереджена на підготовці до наступного етапу моделювання для 5-ї доповіді IPCC і продовженні роботи з моделями 4-ї доповіді. Ця робота включає проведення нового аналізу темпів спостережуваних змін клімату у порівнянні з прогнозними проєкціями, наведеними у 4-й доповіді IPCC (наприклад, *Rahmstorf, 2007; Stroeve et al., 2007*), а також виконання нових розрахунків за існуючими моделями, але з включенням до них зворотних зв'язків вуглецевого циклу та інших процесів (наприклад, *Zickfeld et al., 2009; Allen et al., 2009*). Хоча моделі показують добру здатність описувати сучасний клімат у цілому, деякі з останніх змін, зокрема, підвищення рівня моря і танення арктичного морського льоду, відбуваються більш швидкими темпами, чим передбачалося в 4-й доповіді IPCC. Ці факти викликають стурбованість, оскільки демонструють, що деякі підсилювальні зворотні зв'язки і процеси, такі як танення льодів суші, відбуваються швидше, ніж передбачалося раніше.

Останні оцінки змін середньої глобальної температури повітря до 2100 р. наведені на рис. 21. Широкий розкид оцінок у першу чергу відображає невизначеність у майбутніх викидах парникових газів. При верхній межі викидів за сценарієм «*справи як завжди*» протягом ще декількох десятиліть глобальне середнє потепління за оцінками досягне 4—7 °C до 2100 р., приводя-

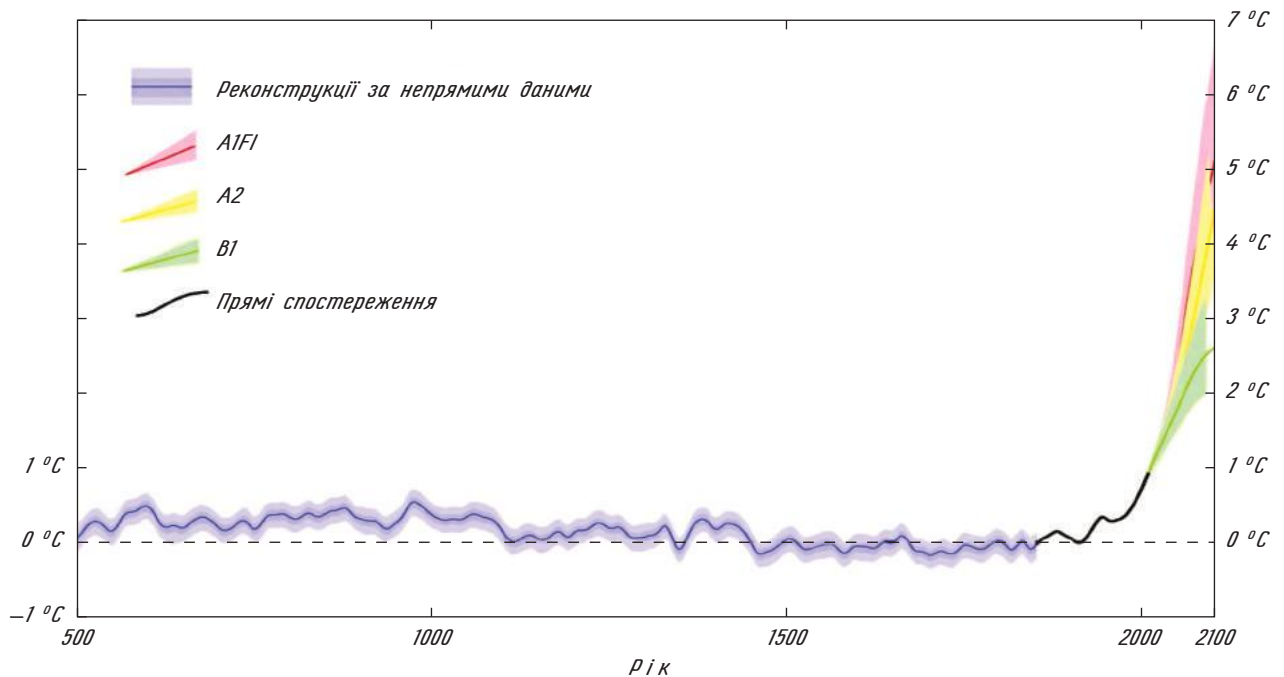


Рис. 21. Реконструкція (Mann et al., 2008) глобальної середньої температури (синя лінія) в порівнянні з 1800—1900 рр. і проєкції з 4-ї доповіді IPCC (лінії різних кольорів) глобальної середньої температури до 2100 року. Діапазони температурних змін з назвами B1, A2, A1FI відповідають проєкціям 4-ї доповіді IPCC з використанням відповідних сценаріїв викидів

чи зміни клімату до масштабів, які б глибоко і негативно позначилися на всій людській цивілізації і на всіх основних екосистемах Землі. При нижній межі викидів, що потребує термінових, глибоких і тривалих скорочень використання викопного палива, а також активного збереження лісів, глобальне середнє потепління за прогнозами досягне 2—3 °C до кінця століття.

Як і при високих значеннях викидів, глобальне середнє потепління навіть на 1,5—2,0 °C, при дійсно кращих результатах, має значний ризик несприятливого впливу на екосистеми і людське суспільство. Наприклад, глобальне підвищення температури на 2 °C може спричинити потепління в Гренландії, достатнє, щоб розтопити велику частину її льодовиків (Oppenheimer and Alley, 2005). При цьому рівень моря підвищиться більш ніж на шість метрів, що призведе до переміщення сотень мільйонів людей у всьому світі.

Незважаючи на впевненість у довгостроковій тенденції потепління як відгуку на зростання рівня парникових газів, не очікується, що потепління буде монотонним і буквально слідуватиме за траєкторією викидів від року до року. Причиною такого висновку є те, що існують інші кліматоутворювальні фактори (наприклад, 11-річний сонячний цикл, спорадичні виверження вулканів), а також природна мінливість, які генерують короткострокові коливання, що накладаються на довгострокову тенденцію (Lean and

Rind, 2009). Навіть при сумарному за століття потеплінні на 4 °C можна очікувати, як і раніше це спостерігалось, зміни температури, що перемежовується ізольованими, але регулярними десятирічними періодами відсутності тренда або навіть невеликим трендом на охолодження (Easterling and Wehner, 2009). Але наявність таких часових періодів не означає кінця глобального потепління — викиди повинні досягти піка і почати зменшуватися задовго до того, як відбудеться очікувана зупинка тренда до потепління. Тобто глобальна температура може досягти свого максимуму лише через декілька століть після досягнення піка викидів (Velcom, Allen et al., 2009). Навіть після повного припинення викидів не очікується істотного зниження температури повітря протягом часового періоду від багатьох століть до декількох тисячоліть (Matthews and Caldeira, 2008; Solomon et al. 2009; Eby et al., 2009) через тривалий «термін життя» CO<sub>2</sub> в атмосфері. Більш того, скорочення опадів під час сухого сезону в ряді регіонів, як очікується, буде необоротним (Solomon et al., 2009).

### Пом'якшення наслідків глобального потепління

Хоча глобальне потепління можна зупинити, його не можна легко обернути назад через тривалий термін знаходження вуглекислого газу

в атмосфері (Solomon et al., 2009; Eby et al., 2009). Навіть через тисячу років після досягнення нульового рівня викидів температура залишатиметься підвищеною, ймовірно, зі зниженням температури тільки на декілька десятих градуса нижче за свої пікові значення. Тому рішення, прийняті зараз, мають глибокі і практично необоротні наслідки для багатьох поколінь, якщо у майбутньому не будуть знайдені доступні способи видалення  $\text{CO}_2$  з атмосфери у значних об'ємах. Шанси на це поки що не є багатообіцяючими.

Температура, досягнувши якої, глобальне потепління буде, нарешті, зупинено, залежить перш за все від загальної кількості  $\text{CO}_2$ , що надійшла в атмосферу з початку індустріалізації (Meinshausen et al., 2009; Allen et al., 2009; Zickfeld et al., 2009). Це пов'язано з великим часом життя  $\text{CO}_2$  в атмосфері. Тому, якщо глобальне потепління необхідно зупинити, глобальні викиди  $\text{CO}_2$  зрештою повинні бути зведені до нуля. Чим раніше припиняться викиди, тим нижчою буде у результаті глобальна температура. З наукової точки зору, сукупний глобальний баланс  $\text{CO}_2$ , таким чином, є природним елементом угоди з кліматичної політики. Такий узгоджений глобальний бюджет міг би розподілятися між країнами, наприклад, на основі принципу рівності (напр., WBGU, 2009). Політичною метою, яка найбільш широко підтримується, є обмеження

глобального потепління максимум на  $2^\circ\text{C}$  вище передіндустріального рівня (за яку часто береться середня температура XIX століття, хоча точне визначення не має великого значення через невеликі варіації глобальної температури у передіндустріальну епоху). Вже багато країн публічно визнали важливість цієї межі у  $2^\circ\text{C}$ . Більше того, група найменш розвинених країн, а також 43 малі острівні держави (AOSIS) закликають до обмеження глобального потепління з межею  $1,5^\circ\text{C}$ . Зведена доповідь Копенгагенського кліматичного конгресу (Richardson et al., 2009), найбільшої наукової кліматичної конференції, яка пройшла у березні 2009 р., констатує, що «сучасним суспільствам буде важко справитися із зростанням температури вище  $2^\circ\text{C}$ , що може стати причиною серйозних соціальних і екологічних потрясінь до кінця століття і далі».

Останнім часом вийшла низка наукових досліджень, в яких детально розглядається, які траєкторії глобальних викидів будуть сумісні з обмеженням глобального потепління на  $2^\circ\text{C}$ . Відповідь повинна бути надана в термінах ймовірності, з урахуванням того, що залишаються невизначеності в оцінках відгуку клімату на підвищений рівень  $\text{CO}_2$  і у розрахунках поглинання вуглецю в наземних і морських «сховищах». У роботі Meinshausen et al. (2009) було визначено, що якщо за 2000—2050 рр. в атмосферу

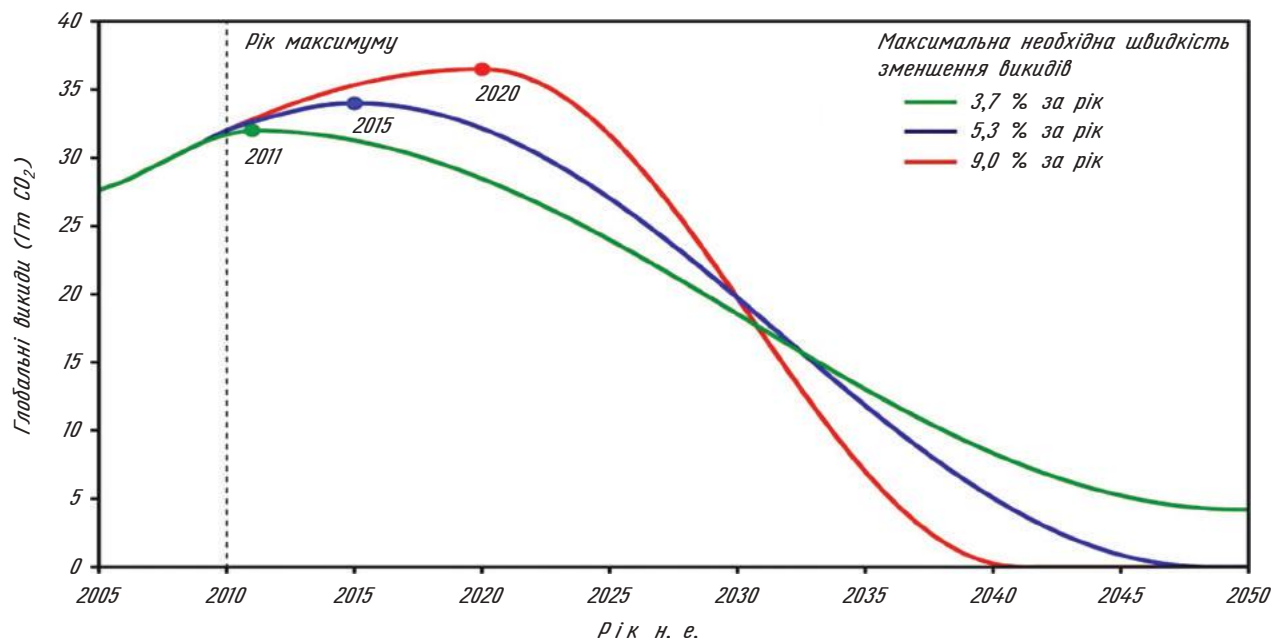


Рис. 22. Приклади розрахованих траєкторій зниження глобальних викидів з сукупним об'ємом викидів  $\text{CO}_2$  750 Гт за період 2010—2050 рр. (1 Гт С = 3,67 Гт  $\text{CO}_2$ ). На цьому рівні існує 67 %-ва вірогідність обмеження глобального потепління на рівні  $2^\circ\text{C}$ . З графіків видно, що чим пізніше буде досягнутий пік викидів, тим крутіше повинно бути їх подальше скорочення. На рисунку також наведені варіанти сценаріїв глобальних викидів з досягненням піка в різні роки: 2011 (зелений), 2015 (синій) і 2020 (червоний). З метою забезпечення дотримання цих траєкторій потрібна максимальна річна ставка скорочення на 3,7 % (зелений), 5,3 % (синій), або 9,0 % (червоний) (в порівнянні з 2008 р.). (Джерело: Німецька консультативна рада з питань глобальних змін; WBGU, 2009)

буде викинуто в цілому 1000 Гт CO<sub>2</sub>, вірогідність перевищення потепління у 2 °С становитиме близько 25 %. У 2000—2009 рр. вже викинуто в атмосферу близько 350 Гт CO<sub>2</sub>, що залишає на 2010—2050 рр. тільки 650 Гт CO<sub>2</sub>. При збереженні нинішніх темпів викидів цей бюджет буде витрачено протягом 20 років<sup>1</sup>.

Важливим наслідком зростаючої швидкості збільшення об'ємів викидів і необхідності обмежити їх бюджет є висновок, що будь-яка затримка в досягненні піка викидів різко збільшує необхідну швидкість і глибину майбутніх скорочень (див. рис. 22, а також *England et al., 2009*). На рис. 22 зелена лінія відповідає 4 Гт викидів CO<sub>2</sub> в 2050 р., що при прогнозованому населенні близько 9 млрд чол. означає менше 0,5 т викидів у рік на людину. Хоча точна величина сильно залежатиме від траєкторії скорочення, необхідність зниження викидів у поєднанні із зростанням чисельності населення вимагає, щоб у 2050 р. щорічні викиди CO<sub>2</sub> на душу населення були вірогідно нижчими за 1 тону.

Хоча CO<sub>2</sub> є найважливішим антропогенним фактором для зміни клімату, не можна також нехтувати іншими парниковими газами і аерозолями. Успішне обмеження не зв'язаних з CO<sub>2</sub> чинників дає більшу свободу дій відносно балансу CO<sub>2</sub>. Дослідження показали, що привабливі варіанти для швидкого і економічно ефективного пом'якшення кліматичної проблеми дає скорочення викидів чорного вуглецю (сажі) і зниження забруднення тропосфери озоном (*Wallack and Ramanathan, 2009*). На відміну від CO<sub>2</sub> вони дуже недовго живуть в атмосфері і, отже, оперативно відреагують на можливі політичні заходи.

#### Використана література

Åkerman, H. J. & M. Johansson, (2008) Thawing permafrost and thicker active layers in sub-arctic Sweden. *Permafrost and Periglacial Processes* 19, 279—292.

Alexander, L. V. & J. M. Arblaster, (2009) Assessing trends in observed and modelled climate extremes over Australia in relation to future projections. *International Journal of Climatology* 29, 417—435.

Allan, R. P. & B. J. Soden, (2008) Atmospheric warming and the amplification of precipitation extremes. *Science* 321, 1481—1484.

Allen, R. J. & S. C. Sherwood, (2008) Warming maximum in the tropical upper troposphere deduced from thermal winds. *Nature Geoscience* 1, 399—403.

Allen, M. R. et al., (2009) Warming caused by cumulative carbon emissions toward the trillionth tonne. *Nature* 458, 1163—1166.

Alley, R. B. et al., (2003) Abrupt Climate Change. *Science* 299, 2005—2010.

Allison, I. et al., (2009) Ice sheet mass balance and sea level. *Antarctic Science*, 21, 413—426.

Andronova, N. & M. E. Schlesinger, (2001) Objective estimation of the probability distribution for climate sensitivity. *Journal of Geophysical Research* 106, 22605—22612.

Annan, J. D. & J. C. Hargreaves, (2006) Using multiple observationally-based constraints to estimate climate sensitivity. *Geophysical Research Letters* 33, L06704.

Archer, D. et al., (2009) Ocean methane hydrates as a slow tipping point in the global carbon cycle. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, doi:10.1073/pnas.0800885105.

Arzel, O. et al., (2006) Sea ice evolution over the 20th and 21st centuries as simulated by the current AOGCMs. *Ocean Modelling* 12, 401—415.

Aumann, H. H. et al., (2008) Frequency of severe storms and global warming. *Geophysical Research Letters* 35, L19805.

Bahr, D. B. et al., (2009) Sea-level rise from glaciers and ice caps: A lower bound. *Geophysical Research Letters* 36, L03501.

Bakke, J. et al., (2009) Rapid oceanic and atmospheric changes during the Younger Dryas cold period. *Nature Geoscience* 2.

Bala, G. et al., (2007) Combined climate and carbon-cycle effects of large-scale deforestation. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 104, 6550—6555.

Barnett, T. P. et al., (2008) Human induced changes in the hydrology of the western United States. *Science* 319, 1080—1083.

Barrett B. E. et al., (2009) Rapid recent warming on Rutford Ice Stream, West Antarctica, from borehole thermometry, *Geophysical Research Letters*, 36, L02708.

Benestad, R. E. & G. A. Schmidt, (2009) Solar trends and global warming. *Journal of Geophysical Research* 114, D14101.

Berger, A., (1978) Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes. *Journal of the Atmospheric Sciences* 35, 2362—2367.

Berger, A. & M. F. Loutre, (1991) Insolation values for the climate of the last 19 million years. *Quaternary Science Reviews* 10, 297—317.

Berger, A. et al., (1998) Sensitivity of the LLN climate model to the astronomical and CO<sub>2</sub> forcings over the last 200 ky. *Climate Dynamics* 14, 615—629.

Betts, R. A., (2000) Offset of the potential carbon sink from boreal afforestation by decreases in surface albedo. *Nature* 408, 187—190.

Betts, R. A. et al., (2007) Projected increases in continental river runoff due to plant responses to carbon dioxide. *Nature* 448, 1037—1041.

Biggs, R. et al., (2009) Turning back from the brink: Detecting an impending regime shift in time to avert it. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 106, 826—831, doi:10.1073/pnas.0811729106.

Bindoff, N. L. et al., (2007) Observations: Oceanic Climate Change and Sea Level. In *Climate Change*

<sup>1</sup> Згідно з останньою доповіддю ЄС «Trends in global CO<sub>2</sub> emissions. Report 2012» (<http://edgar.jrc.ec.europa.eu/CO2REPORT2012.pdf>) у 2011 р. світові викиди CO<sub>2</sub> зросли ще на 3 %, досягнувши 34 Гт тонн. Всього за 2000—2011 рр. за даними цієї доповіді вже викинуто у повітря близько 420 Гт CO<sub>2</sub>. — Прим. перекл.

2007: *The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment*

*Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* S. Solomon et al. eds (Cambridge University Press).

Bondeau, A. et al., (2007) Modelling the role of agriculture for the 20<sup>th</sup> century global terrestrial carbon balance. *Global Change Biology* 13, 679—706.

Bony, S. et al., (2006) How well do we understand and evaluate climate change feedback processes? *Journal of Climate* 19, 3445—3482.

Booth, B. B. et al., (2009 submitted) Global warming uncertainties due to carbon cycle feedbacks exceed those due to CO<sub>2</sub> emissions. *Nature*.

Braun, M. & A. Humbert, (2009) Recent retreat of Wilkins Ice Shelf reveals new insights in ice shelf breakup mechanisms. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters* 6, 263—267.

Brewer, P. G., (2009) A changing ocean seen with clarity. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 106, 12213—12214.

Brook, E. et al., (2008) Potential for abrupt changes in atmospheric methane. In *Abrupt Climate Change. A report by the U.S. Climate Change Science Program and the Subcommittee on Global Change Research*. 360—452 (U.S. Geological Survey).

Canadell, J. G. et al., (2007) Contributions to accelerating atmospheric CO<sub>2</sub> growth from economic activity, carbon intensity, and efficiency of natural sinks. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 104, 18866—18870.

Cavalieri, D. J. & C. L. Parkinson, (2008) Antarctic sea ice variability and trends, 1979—2006. *Journal of Geophysical Research* 113, C07004.

Cazenave, A. et al., (2009) Sea level budget over 2003—2008: A reevaluation from GRACE space gravimetry, satellite altimetry and ARGO. *Global and Planetary Change* 65, 83—88.

CCSP, (2008a) Weather and Climate Extremes in a Changing Climate. Regions of Focus: North America, Hawaii, Caribbean, and U.S. Pacific Islands. A Report by the U.S. Climate Change Science Program. (Department of Commerce, NOAA's National Climatic Data Center, Washington, D. C., USA).

CCSP, (2008b) Abrupt Climate Change. A report by the U.S. Climate Change Science Program and the Subcommittee on Global Change Research. (U.S. Geological Survey, Reston VA).

Chang, P. et al., (2008) Oceanic link between abrupt change in the North Atlantic Ocean and the African monsoon. *Nature Geoscience* 1, 444—448.

Chapman W.L. & J.E. Walsh, (2007) A synthesis of Antarctic temperatures. *Journal of Climate*, 20, 4096—4117.

Chen, J. et al., (2006) Antarctic mass rates from GRACE. *Geophysical Research Letters* 33, L11502.

Church, J. A. & N. J. White, (2006) A 20<sup>th</sup> century acceleration in global sea-level rise. *Geophysical Research Letters* 33, L01602.

Clark, P. U. et al., (1999) Northern Hemisphere ice-sheet influences on global climate change. *Science* 286, 1104—1111.

Cogley, J. G., (2009) Geodetic and direct mass-balance measurements: comparison and joint analysis. *Annals of Glaciology* 50, 96—100.

Comiso, J. C. & F. Nishio, (2009) Trends in the sea ice cover using enhanced and compatible AMSR-E, SSM/I and SMMR data. *Journal of Geophysical Research* 113, C02S07.

Cook, A. et al., (2005) Retreating glacier-fronts on the Antarctic Peninsula over the last 50 years. *Science* 22, 541—544.

Cook, K. H. & E. K. Vizy, (2006) Coupled Model Simulations of the West African Monsoon System: Twentieth- and Twenty-First-Century Simulations. *Journal of Climate* 19, 3681—3703.

Cook, K. H. & E. K. Vizy, (2008) Effects of Twenty-First-Century Climate Change on the Amazon Rain Forest. *Journal of Climate* 21, 542—560.

Cox, P. M. et al., (2004) Amazonian forest dieback under climate-carbon cycle projections for the 21<sup>st</sup> century. *Theoretical and Applied Climatology* 78, 137—156.

Cox, P. M. et al., (2008) Increasing risk of Amazonian drought due to decreasing aerosol pollution. *Nature* 453, 212—216.

Cox, P. M. & C. D. Jones, (2008) Data from the past illuminates the modern dance of climate and carbon dioxide. *Science* 321, 1642—1643.

Cruz, F. et al., (2009 in press) Probabilistic simulations of the impact of increasing leaf-level atmospheric carbon dioxide on the global land surface. *Climate Dynamics*, doi:10.1007/s00382—008—0497—0.

Cui, X. & H. F. Graf, (2009) Recent land cover changes on the Tibetan Plateau: a review. *Climatic Change* 94, 47—61.

Curry, R. et al., (2003) A change in the freshwater balance of the Atlantic Ocean over the past four decades. *Nature* 426, 826—829.

Dakos, V. et al., (2008) Slowing down as an early warning signal for abrupt climate change. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 105, 14308—14312.

Delworth, T. L. et al., (2008) The potential for abrupt change in the Atlantic Meridional Overturning Circulation. In *Abrupt Climate Change. A report by the U.S. Climate Change Science Program and the Subcommittee on Global Change Research*. 258—359

Dessler, A. E. et al., (2008) Water-vapor climate feedback inferred from climate fluctuations, 2003—2008. *Geophysical Research Letters* 35, L20704.

Domingues, C. M. et al., (2008) Improved estimates of upper-ocean warming and multi-decadal sea-level rise. *Nature* 453, 1090—1093.

Dorrepaal, E. et al., (2009) Carbon respiration from subsurface peat accelerated by climate warming in the subarctic. *Nature* 460, 616—619.

Easterling, D. R. & M. F. Wehner, (2009) Is the climate warming or cooling? *Geophysical Research Letters* 36, L08706.

Eby, M. et al., (2009) Lifetime of anthropogenic climate change: millennial time scales of potential CO<sub>2</sub> and surface temperature perturbations. *Journal of Climate* 22, 2501—2511.

Eisenman, I. & J. S. Wettlaufer, (2009) Nonlinear threshold behavior during the loss of Arctic sea ice. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 106, 28—32.

Elsner, J. B. et al., (2008) The increasing intensity of the strongest tropical cyclones. *Nature* 455, 92—95.

- Emanuel, K. et al., (2008) Hurricanes and Global Warming: Results from Downscaling IPCC AR4 Simulations. *Bulletin of the American Meteorological Society* 89, 347–367.
- England, M. H. et al., (2009) Constraining future greenhouse gas emissions by a cumulative target *Proceedings of the National Academy of Sciences* 106, 16539–16540.
- EPICA community members, (2004) Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature* 429, 623–628.
- Esper, J. et al., (2002) Low-frequency signals in long tree-ring chronologies for reconstructing past temperature variability. *Science* 295, 2250–2253.
- Fabry, V. J. et al., (2008) Impacts of ocean acidification on marine fauna and ecosystem processes. *ICES Journal of Marine Science* 65, 414–432.
- Fargione, J. et al., (2008) Land clearing and the bio-fuel debt. *Science* 319, 1235–1238.
- Fischer, E. M. et al., (2007) Contribution of land-atmosphere coupling to recent European heat waves. *Geophysical Research Letters* 34, L06707.
- Flanner, M. G. et al., (2007) Present-day climate forcing and response from black carbon in snow. *Journal of Geophysical Research* 112, D11202.
- Frame, D. J. et al., (2005) Constraining climate forecasts: The role of prior assumptions *Geophysical Research Letters* 32, L09702.
- Frederick, E. et al., (2004) Greenland Ice Sheet: increased coastal thinning *Geophysical Research Letters* 31, L24402.
- Friedlingstein, P. et al., (2006) Climate-carbon cycle feedback analysis: Results from the C4MIP model intercomparison. *Journal of Climate* 19, 3337–3353.
- Fyke, J. G. & A. J. Weaver, (2006) The effect of potential future climate change on the marine methane hydrate stability zone. *Journal of Climate* 19, 5903–5916.
- Galloway, J. N. et al., (2008) Transformation of the nitrogen cycle: recent trends, questions and potential solutions. *Science* 320, 889–892.
- Ganopolski, A. & D. M. Roche, (2009 in press) On the nature of lead–lag relationships during glacial–interglacial climate transitions. *Quaternary Science Reviews*, doi: 10.1016/j.quascirev.2009.09.019.
- Goosse, H. et al., (2009) Consistent past half-century trends in the atmosphere, the sea ice and the ocean at high southern latitudes. *Climate Dynamics*, 33, 999–1016.
- Gedney, N. et al., (2006) Detection of a direct carbon dioxide effect in continental river runoff records. *Nature* 439, 835–838.
- Gleason, K. L. et al., (2008) A Revised U.S. Climate Extremes Index. *Journal of Climate* 21, 2124–2137.
- Guan, D. et al., (2009) Journey to world top emitter: An analysis of the driving forces of China's recent CO<sub>2</sub> emissions surge. *Geophysical Research Letters* 36, L04709.
- Guttal, V. & C. Jayaprakash, (2008) Changing skewness: an early warning signal of regime shifts in ecosystems. *Ecology Letters* 11, 450–460.
- Guttal, V. & C. Jayaprakash, (2009) Spatial variance and spatial skewness: leading indicators of regime shifts in spatial ecological systems. *Theoretical Ecology* 2, 3–12.
- Hagos, S. M. & K. H. Cook, (2007) Dynamics of the West African Monsoon Jump. *Journal of Climate* 20, 5264–5284.
- Hall, D. K. et al., (2008) Greenland ice sheet surface temperature, melt and mass loss: 2000–06. *Journal of Glaciology* 54, 81–93.
- Hanna, E. et al., (2008) Increased runoff from melt from the Greenland Ice Sheet: a response to global warming. *Journal of Climate* 21, 331–341.
- Hanna, E. et al., (2009) Hydrologic response of the Greenland Ice Sheet: the role of oceanographic forcing. *Hydrological Processes* 23, 7–30.
- Hansen, B. & S. Østerhus, (2007) Faroe Bank Channel overflow 1995 – 2005. *Progress in Oceanography* 75, 817–856.
- Harris, C. et al., (2009) Permafrost and climate in Europe: monitoring and modelling thermal, geomorphological and geotechnical responses. *Earth-Science Review* 92, 117–171.
- Hays, J. D. et al., (1976) Variations in the Earth's orbit: Pacemaker of the ice ages. *Science* 194, 1121–1132.
- Haywood, A. M. et al., (2007) The mid-Pliocene Warm Period: a test-bed for integrating data and models. In *Deep-time perspectives on climate change: marrying the signal from computer models and biological proxies* M. Williams et al. eds 443–458 (The Micropalaeontological Society, Special Publication, The Geological Society, London).
- Hock, R. et al., (2009) Mountain glaciers and ice caps around Antarctica make a large sea-level rise contribution. *Geophysical Research Letters* 36, L07501.
- Hofmann, M. & H. J. Schellnhuber, (2009) Oceanic acidification affects marine carbon pump and triggers extended marine oxygen holes. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 106, 3017–3022.
- Hofmann, M. & S. Rahmstorf, (2009) On the stability of the Atlantic Meridional Overturning Circulation. *Proceedings of the National Academy of Sciences*. doi:10.1073/pnas.0909146106
- Holland, M. M. et al., (2006) Future abrupt reductions in the summer Arctic sea ice. *Geophysical Research Letters* 33, L23503.
- Holland, D. M. et al., (2008) Acceleration of Jakobshavn Isbrae triggered by warm subsurface ocean waters. *Nature Geoscience* 28, 659–664.
- House, J. I. et al., (2008) What do recent advances in quantifying climate and carbon cycle uncertainties mean for climate policy? *Environmental Research Letters* 3, 044002.
- Howat, I. M. et al., (2007) Rapid changes in ice discharge from Greenland outlet glaciers. *Science* 315, 1559–1561.
- Howat, I. M. et al., (2008) Rates of southeast Greenland ice volume loss from combined ICESat and ASTER observations. *Geophysical Research Letters* 35, L17505.
- Hoyos, C.D. et al. (2006) Deconvolution of the Factors Contributing to the Increase in Global Hurricane Intensity. *Science*, 312, 94–97.
- Hyvönen, R. et al., (2007) The likely impact of elevated CO<sub>2</sub>, nitrogen deposition, increased temperature and management on carbon sequestration in temperate and boreal forest ecosystems: a literature review. *New Phytologist* 173, 463–483.
- IPCC, (2001) *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third*

*Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC TAR)*. J. T. Houghton et al. eds (Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA).

IPCC, (2007) *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (AR4)*. S. Solomon et al. eds (Cambridge University Press, Cambridge, UK & New York, NY, USA).

IPCC, (2007) Summary for Policymakers. In *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC AR4)* S. Solomon et al. eds (Cambridge University Press).

Jansen, E. et al., (2007) Palaeoclimate. In *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* S. Solomon et al. eds (Cambridge University Press).

Jin, H.-j. et al., (2008) Changes in permafrost environments along the Qinghai-Tibet engineering corridor induced by anthropogenic activities and climate warming. *Cold Regions Science and Technology* 53, 317–333.

Johannessen, O. et al., (2005) Recent ice-sheet growth in the interior of Greenland. *Science* 310, 1013–1016.

Johnson, G. C. & N. Gruber, (2007) Decadal water mass variations along 20°W in the Northeastern Atlantic Ocean. *Progress in Oceanography* 73, 277–295.

Johnson, G. C. et al., (2008) Reduced Antarctic meridional overturning circulation reaches the North Atlantic Ocean. *Geophysical Research Letters* 35, L22601.

Johnson, G. C. et al., (2008) Warming and freshening in the abyssal southeastern Indian Ocean. *Journal of Climate* 21, 5351–5363.

Jones, G. S. et al., (2008) Human contribution to rapidly increasing frequency of very warm Northern Hemisphere summers. *Journal of Geophysical Research* 113, D02109.

Jones, K. F. & B. Light, (2008) Sunlight, water, and ice: Extreme Arctic sea ice melt during the summer of 2007. *Geophysical Research Letters* 35, L11501.

Jones, C. et al., (2009) Commited ecosystem change due to climate change. *Nature Geoscience* 2, 484–487.

Joos, F. & R. Spahni, (2008) Rates of change in natural and anthropogenic radiative forcing over the past 20,000 years. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 105, 1425–1430.

Kaser, G. et al., (2006) Mass balance of glaciers and ice caps: Consensus estimates for 1961–2004. *Geophysical Research Letters* 33, L19501.

Kaufman, D. S. et al., (2009) Recent Warming Reverses Long-Term Arctic Cooling. *Science* 325, 1236–1239.

Kharin, V.V. et al., (2007) Changes in temperature and precipitation extremes in the IPCC ensemble of global coupled model simulations. *Journal of Climate* 20, 1419–1444.

Khvorostyanov, D. V. et al., (2008) Vulnerability of east Siberia's frozen carbon stores to future warming. *Geophysical Research Letters* 35, L10703.

Khvorostyanov, D. V. et al., (2008) Vulnerability of permafrost carbon to global warming. Part I: model

description and the role of heat generated by organic matter decomposition. *Tellus B* 60B, 250–264.

Knutti, R. & G. C. Hegerl, (2008) The equilibrium sensitivity of the Earth's temperature to radiation changes. *Nature Geoscience* 1, 735–743.

Krabill, W. et al., (2000) Greenland Ice Sheet: High-Elevation Balance and Peripheral Thinning *Science* 289, 428–430.

Krabill, W. et al., (2004) Greenland Ice Sheet: Increased coastal thinning. *Geophysical Research Letters* 31, L24402.

Kriegler, E. et al., (2009) Imprecise probability assessment of tipping points in the climate system. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 106, 5041–5046.

Kürschner, W. M. et al., (1996) Oak leaves as biosensors of late Neogene and early Pleistocene paleo-atmospheric CO<sub>2</sub> concentrations. *Marine Micropaleontology* 27, 299–312.

Kwok, R. & D. A. Rothrock, (2009) Decline in Arctic sea ice thickness from submarine and ICESat records: 1958–2008. *Geophysical Research Letters* 36, L15501.

Lam, P. et al., (2009) Revising the nitrogen cycle in the Peruvian oxygen minimum zone. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 106, 4752–4757.

Latif, M. & N. S. Keenlyside, (2009) El Niño/Southern Oscillation Response to Global Warming. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, doi:10.1073/pnas.0710860105

Lawrence, D. M. & A. G. Slater, (2005) A projection of severe near-surface permafrost degradation during the 21st century. *Geophysical Research Letters* 32, L24401.

Lawrence, D. M. et al., (2008) Accelerated Arctic land warming and permafrost degradation during rapid sea ice loss. *Geophysical Research Letters* 35, L11506.

Le Quéré, C. et al., (2007) Saturation of the Southern Ocean CO<sub>2</sub> sink due to recent climate change. *Science* 316, 1735–1738.

Le Quéré, C. et al., (2009) Trends in the sources and sinks of carbon dioxide. *Nature Geosciences*, 2, in press.

Lean, J. L. & D. H. Rind, (2008) How natural and anthropogenic influences alter global and regional surface temperatures: 1889 to 2006. *Geophysical Research Letters* 35, L18701.

Lean, J. L. & D. H. Rind, (2009) How will Earth's surface temperature change in future decades? *Geophysical Research Letters* 36, L15708.

Lefebvre, W. et al., (2004) Influence of the southern annular mode on the sea-ice-ocean system. *Journal of Geophysical Research* 109, C090005.

Lemke, P. et al., (2007) Observations: Changes in Snow, Ice and Frozen Ground In *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* S. Solomon et al. eds (Cambridge University Press).

Lenton, T. M. et al., (2008) Tipping Elements in the Earth's Climate System. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 105, 1786–1793.

Lenton, T. M. et al., (2009) Using GENIE to study a tipping point in the climate system. *Philosophical Transactions of the Royal Society A* 367, 871–884.

- Letenmaier, D. P. & P. C. D. Milly, (2009) Land water and sea level. *Nature Geoscience* 2, 452–454.
- Lindsay, R. W. et al., (2009) Arctic sea ice retreat in 2007 follows thinning trend. *Journal of Climate* 22, 165–175.
- Livina, V. & T. M. Lenton, (2007) A modified method for detecting incipient bifurcations in a dynamical system. *Geophysical Research Letters* 34, L03712.
- Lombard, A. et al., (2006) Perspectives on present-day sea level change. *Ocean Dynamics* 56, 445–451.
- Loulergue, L. et al., (2008) Orbital and millennial-scale features of atmospheric CH<sub>4</sub> over the past 800,000 years. *Nature* 453, 383–386.
- Lovenduski, N. et al., (2008) Toward a mechanistic understanding of the decadal trends in the Southern Ocean carbon sink. *Global Biogeochemical Cycles* 22, GB3016.
- Luthcke, S. B. et al., (2006) Recent Greenland ice mass loss by drainage system from satellite gravity observations. *Science* 314, 1286–1289.
- Lüthi, D. et al., (2008) High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000–800,000 years before present. *Nature* 453, 379–382.
- Malhi, Y. et al., (2008) Climate Change, deforestation and the fate of the Amazon. *Science* 319, 169–172.
- Malhi, Y. et al., (2009) Exploring the likelihood and mechanism of a climate-change induced dieback of the Amazon rainforest. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, doi:10.1073/pnas.0804619106.
- Mann, M. E. et al., (1998) Global-Scale Temperature Patterns and Climate Forcing Over the Past Six Centuries. *Nature* 392, 779–787.
- Mann, M. E. et al., (1999) Northern Hemisphere Temperatures During the Past Millennium: Inferences, Uncertainties, and Limitations. *Geophysical Research Letters* 26, 759–762.
- Mann, M. E. et al., (2008) Proxy-Based Reconstructions of Hemispheric and Global Surface Temperature Variations over the Past Two Millennia. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 105, 13252–13257.
- Mann, M. E. et al., (2009) Atlantic hurricanes and climate over the past 1,500 years. *Nature* 460, 880–883.
- Mann, M. E. et al., (in press) Global Signatures and Dynamical Origins of the «Little Ice Age» and «Medieval Climate Anomaly». *Science*.
- Marsh, P. T. et al., (2009) Preliminary investigation into the severe thunderstorm environment of Europe simulated by the Community Climate Systems Model 3. *Atmospheric Research* 93, 607–618.
- Matthews, H. D. & K. Caldeira, (2008) Stabilizing climate requires near zero emissions. *Geophysical Research Letters* 35, L04705.
- McIntyre, S. & R. McKittrick, (2003) Corrections to the Mann et al. (1998) proxy database and northern hemispheric average temperature series. *Energy and Environment* 14, 751–771.
- McIntyre, S. & R. McKittrick, (2005) Hockey sticks, principal components, and spurious significance. *Geophysical Research Letters* 32, L03710.
- McIntyre, S. & R. McKittrick, (2005) The M&M critique of the MBH98 Northern Hemisphere climate index: Update and implications. *Energy and Environment* 16, 69–99.
- McNeil, B. I., and R. J. Matear (2007) Climate Change Feedbacks on Oceanic pH. *Tellus-B*, 59B, 191–198.
- McNeil, B. I. & R. J. Matear, (2008) Southern Ocean acidification: A tipping point at 450-ppm atmospheric CO<sub>2</sub>. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 105, 18860–18864.
- Meehl, G. A. et al., (2004) Combinations of Natural and Anthropogenic Forcings in Twentieth-Century Climate. *Journal of Climate* 19, 3721–3727.
- Meehl, G. A. et al., (2007a) Global Climate Projections. In *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* S. Solomon et al. eds (Cambridge University Press).
- Meehl, G. A. et al., (2007b) Contributions of natural and anthropogenic forcing to changes in temperature extremes over the U.S. *Geophysical Research Letters* 34, L19709.
- Meehl, G. A. et al., (2008) Effects of Black Carbon Aerosols on the Indian Monsoon. *Journal of Climate* 21, 2869–2882.
- Meier, M. F. & M. B. Dyurgerov, (2007) Glaciers dominate eustatic sealevel rise in the 21st century. *Science* 317, 1064–1067.
- Meinshausen, M. et al., (2009) Greenhouse-gas emission targets for limiting global warming to 2°C. *Nature* 458, 1158–1162.
- Mercado, L. M. et al., (2009) Impact of change in diffuse radiation on the global land carbon sink. *Nature* 458, 1014–1017.
- Metzl, N., (2009) Decadal increase of oceanic carbon dioxide in Southern Indian surface ocean waters (1991–2007). *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 56, 607–619.
- Moberg, A. et al., (2005) Highly variable Northern Hemisphere temperatures reconstructed from low- and high-resolution proxy data. *Nature* 433, 613–617.
- Monaghan A. J. et al., (2008) Recent variability and trends of Antarctic near-surface temperature. *Journal of Geophysical Research*, 113, D04105.
- Mote, T. L., (2007) Greenland surface melt trends 1973–2007: Evidence of a large increase in 2007. *Geophysical Research Letters* 34, L22507.
- Moy, A. D. et al., (2009) Reduced calcification in modern Southern Ocean planktonic foraminifera. *Nature Geoscience* 2, 276–280.
- Nakicenovic, N. et al., (2000) IPCC Special Report on Emissions Scenarios. (Cambridge, UK), 599 pp.
- NASA Goddard Institute for Space Studies, (2009) *GISS Surface Temperature Analysis. Global Temperature Trends: 2008 Annual Summation*. <<http://data.giss.nasa.gov/gistemp/2008/>>.
- Nghiem, S. V. et al., (2007) Rapid reduction of Arctic perennial sea ice. *Geophysical Research Letters* 34, L19504.
- Nicholls, R. J. et al., (2007) Coastal systems and low-lying areas. In *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* M. L. Parry et al. eds 315–356 (Cambridge University Press).
- NOAA, (2009) *State of the Climate, 2009*, <<http://www.ncdc.noaa.gov/sotc/>>.

- NRC (National Research Council), (2006) *Surface Temperature Reconstructions for the Last 2,000 Years*. (National Academies Press, Washington, DC).
- NSDIC — National Snow and Ice Data Center, (2009) <[http://nsidc.org/news/press/20091005\\_minimumpr.html](http://nsidc.org/news/press/20091005_minimumpr.html)>.
- Oerlemans, J. et al., (2007) Reconstructing the glacier contribution to sea-level rise back to 1850. *The Cryosphere* 1, 59—65.
- Olivier J.G.J., Janssens-Maenhout, G., Peters, J.A.H.W. & J. Wilson (2011), Long-term trend in global CO<sub>2</sub> emissions. 2011 report, The Hague: PBL/JRC.
- Oppo, D. W. et al., (2009) 2,000-year-long temperature and hydrology reconstructions from the Indo-Pacific warm pool *Nature* 460, 1113—1116.
- Orr, J. C. et al., (2005) Anthropogenic ocean acidification over the twenty-first century and its impact on calcifying organisms. *Nature* 437, 681—686.
- Orr, J. C. et al., (2009) Amplified acidification of the Arctic Ocean. *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science* 6, 462009.
- Oschlies, A. et al., (2008) Simulated 21st century's increase in oceanic suboxia by CO<sub>2</sub>-enhanced biotic carbon export *Global Biogeochemical Cycles* 22, GB4008.
- Pall, P. et al., (2007) Testing the Clausius-Clapeyron constraint on changes in extreme precipitation under CO<sub>2</sub> warming. *Climate Dynamics* 28, 351—363.
- Patricola, C. M. & K. H. Cook, (2008) Atmosphere/vegetation feedbacks: A mechanism for abrupt climate change over northern Africa. *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)* 113, D18102.
- Pearson, P. L. & M. R. Palmer, (2000) Middle Eocene Seawater pH and Atmospheric Carbon Dioxide Concentrations. *Science* 284, 1824—1826.
- Pedersen, C. A. et al., (2009) A new sea ice albedo scheme including melt ponds for ECHAM5 general circulation model. *Journal of Geophysical Research* 114, D08101.
- Perovich, D. K. et al., (2007) Increasing solar heating of the Arctic Ocean and adjacent seas, 1979—2005: Attribution and role in the ice albedo feedback. *Geophysical Research Letters* 34, L19505.
- Petrenko, V. V. et al., (2009) <sup>14</sup>CH<sub>4</sub> measurements in Greenland ice: investigating last glacial termination CH<sub>4</sub> sources. *Science* 324, 506—508.
- Pfeffer, W. T. et al., (2008) Kinematic constraints on glacier contributions to 21st-Century sea-level rise. *Science*, 321, 1340—1343.
- Phillips, O. L. et al., (2009) Drought sensitivity of the Amazon rainforest. *Science* 323, 1344—1347.
- Piao, S. et al., (2007) Changes in climate and land-use have a larger direct impact than rising CO<sub>2</sub> on global river runoff records. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 104, 15242—15247.
- Piekle, R. A. et al., (2007) An overview of regional land-use and land cover impacts on rainfall. *Tellus B* 59, 587—601.
- Pitman, A. J. et al., (2007) The impact of climate change on the risk of forest and grassland fires in Australia. *Climatic Change* 84, 383—401.
- Pitman, A. J. et al., (2009) Uncertainties in climate responses to past land cover change: First results from the LUCID intercomparison study. *Geophysical Research Letters* 36, L14814.
- Pollard, D. & R. M. DeConto, (2009) Modeling West Antarctic ice sheet growth and collapse through the past five million years. *Nature* 458, 329—332.
- Polyakov, I. V. et al., (2004) Variability of the intermediate Atlantic water of the Arctic Ocean over the last 100 years. *Journal of Climate* 17, 4485—4497.
- Portmann, R. W. et al., (2009) Linkages between climate change, extreme temperature and precipitation across the United States. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 106, 7324—7329.
- Pritchard, H. D. & D. G. Vaughan, (2007) Widespread acceleration of tidewater glaciers on the Antarctic Peninsula. *Journal of Geophysical Research* 112, F03S29.
- Pritchard, H. D. et al., (2009) Extensive dynamic thinning on the margins of the Greenland and Antarctic ice sheets. *Nature*, 461, 971—975.
- Rahmstorf, S., (2007) A Semi-Empirical Approach to Projecting Future Sea-Level Rise. *Science* 315, 368—370.
- Rahmstorf, S. et al., (2007) Recent climate observations compared to projections. *Science* 316, 709.
- Ramanathan, V. et al., (2005) Atmospheric brown clouds: Impacts on South Asian climate and hydrological cycle. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 102, 5326—5333.
- Ramanathan, V. & G. Carmichael, (2008) Global and regional climate changes due to black carbon. *Nature Geoscience* 1, 221—227.
- Raupach, M. R. et al., (2007) Global and regional drivers of accelerating CO<sub>2</sub> emissions. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 104, 10288—10293.
- Raymo, M. E. et al., (1996) Mid-Pliocene warmth: stronger greenhouse and stronger conveyor. *Marine Micropaleontology* 27, 313—326.
- Rayner, N. A. et al., (2006) Improved analyses of changes and uncertainties in sea surface temperature measured in situ since the mid-nineteenth century: the HadSST2 data set. *Journal of Climate* 19, 446—469.
- Reichstein, M. et al., (2007) Reduction of ecosystem productivity and respiration during the European summer 2003 climate anomaly: a joint flux tower, remote sensing and modeling analysis. *Global Change Biology* 13, 634—651.
- Repo, M. E. et al., (2009) Large N<sub>2</sub>O emissions from cryoturbated peat soil in tundra. *Nature Geoscience* 2, 189—192.
- Richardson, K. et al., (2009) Climate Change: Global Risks, Challenges & Decisions. Synthesis Report of the Copenhagen Climate Congress. (University of Copenhagen).
- Riebesell, U. et al., (2009) Sensitivities of marine carbon fluxes to ocean change. *Proceedings of the National Academy of Sciences*.
- Rigby, M. et al., (2008) Renewed growth of atmospheric methane. *Geophysical Research Letters* 35, L22805.
- Rignot, E. et al., (2004) Accelerated ice discharge from the Antarctic Peninsula following the collapse of Larsen B ice shelf. *Geophysical Research Letters* 31, L18401.
- Rignot, E., (2006) Changes in ice dynamics and mass balance of the Antarctic ice sheet. *Philosophical Transactions of the Royal Society A* 364, 1637—1655.
- Rignot, E. & P. Kanagaratnam, (2006) Changes in the velocity structure of the Greenland Ice Sheet. *Science* 311, 986—990.

- Rignot, E., (2008a) Changes in West Antarctic ice stream dynamics observed with ALOS PALSAR data. *Geophysical Research Letters* 35, L12505.
- Rignot, E. et al., (2008b) Recent Antarctic ice mass loss from radar interferometry and regional climate modelling. *Nature Geoscience* 1, 106–110.
- Rignot, E. et al., (2008) Mass balance of the Greenland ice sheet from 1958 to 2007. *Geophysical Research Letters* 35, L20502.
- Rintoul, S. R., (2007) Rapid freshening of Antarctic Bottom Water formed in the Indian and Pacific oceans. *Geophysical Research Letters* 34, L06606.
- Rohling, E. J. et al., (2008) High rates of sea-level rise during the last interglacial period. *Nature Geoscience* 1, 38–42.
- Rosa, R. & B. A. Seibel, (2008) Synergistic effects of climate-related variables suggest future physiological impairment in a top oceanic predator. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 105, 20776–20780.
- Rotstady, L. D. & U. Lohmann, (2002) Tropical Rainfall Trends and the Indirect Aerosol Effect. *Journal of Climate* 15, 2103–2116.
- Rutherford, S. et al., (2005) Proxy-Based Northern Hemisphere Surface Temperature Reconstructions: Sensitivity to Method, Predictor Network, Target Season, and Target Domain. *Journal of Climate* 18, 2308–2329.
- Sabine, C. L. et al., (2004) The Oceanic Sink for Anthropogenic CO<sub>2</sub>. *Science* 305, 367–371.
- Salazar, L. F. et al., (2007) Climate change consequences on the biome distribution in tropical South America. *Geophysical Research Letters* 34, L09708.
- Santer, B. D. et al., (2007) Identification of human-induced changes in atmospheric moisture content. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 104, 15248–15253.
- Saunders, M. A. & A. S. Lea, (2008) Large contribution of sea surface warming to recent increase in Atlantic hurricane activity. *Nature* 451, 557–560.
- Scambos, T. A. et al., (2004) Glacier acceleration and thinning after ice shelf collapse in the Larsen B embayment, Antarctica. *Geophysical Research Letters* 31, L18402.
- Schellnhuber, H. J., (2009) Tipping elements in the Earth System. *Proceedings of the National Academy of Sciences*.
- Scholze, M. et al., (2006) A climate-change risk analysis for world ecosystems. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 103, 13116–13120.
- Schuster, U. et al., (2009 in press) Trends in North Atlantic sea surface pCO<sub>2</sub> from 1990 to 2006. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, doi:10.1016/j.dsr2.2008.12.011.
- Schuur, E. A. G. et al., (2008) Vulnerability of permafrost carbon to climate change: Implications for the global carbon cycle. *BioScience* 58, 701–714.
- Shackleton, N. J., (2000) The 100,000-year ice-age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide, and orbital eccentricity. *Science* 289, 1897–1902.
- Sheffield, J. & E. F. Wood, (2008) Global Trends and Variability in Soil Moisture and Drought Characteristics, 1950–2000, from Observation-Driven Simulations of the Terrestrial Hydrologic Cycle. *Journal of Climate* 21, 432–458.
- Shindell, D. & G. Faluvegi, (2009) Climate response to regional radiative forcing during the twentieth century. *Nature Geoscience* 2, 294–300.
- Siegenthaler, U. et al., (2005) Stable carbon cycle-climate relationship during the late Pleistocene. *Science* 310, 1313–1317.
- Sitch, S. et al., (2007) Indirect radiative forcing due to ozone effects on the land carbon sink. *Nature* 448, 791–794.
- Sokolov, A. P. et al., (2009) Probabilistic forecast for 21st century climate based on uncertainties in emissions (without policy) and climate parameters. *Journal of Climate* 22, 5175–5204.
- Solomon, S. et al., (2009) Irreversible climate change due to carbon dioxide emissions. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 106, 1704–1709.
- Soon, W. & S. Baliunas, (2003) Proxy climatic and environmental changes of the past 1000 years. *Climate Research* 23, 89–110.
- Stammerjohn, S. E. et al., (2008) Trends in Antarctic annual sea ice retreat and advance and their relation to El Niño-Southern Oscillation and Southern Annular Mode variability. *Journal of Geophysical Research* 113, C03S90.
- Steffen, K. et al., (2008) Rapid changes in glaciers and ice sheets and their impacts on sea level. In *Abrupt Climate Change: A Report by the U.S. Climate Change Science Program and the Subcommittee on Global Change Research* 60–142 (U.S. Geological Survey).
- Steig, E. J. et al., (2009) Warming of the Antarctic ice-sheet surface since the 1957 International Geophysical Year. *Nature* 457, 459–462.
- Stott, P. A. et al., (2008) Detection and attribution of Atlantic salinity changes. *Geophysical Research Letters* 35, L21702.
- Stramma, L. et al., (2008) Expanding oxygen-minimum zones in the tropical oceans. *Science* 320, 655–658.
- Stroeve, J. et al., (2007) Arctic sea ice decline: Faster than forecast. *Geophysical Research Letters* 34, L09501.
- Takahashi, T. et al., (2009) Climatological mean and decadal changes in surface ocean pCO<sub>2</sub>, and net sea-air CO<sub>2</sub> flux over the global oceans. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 56, 554–577.
- Tarnocai, C. et al., (2009) Soil organic carbon pools in the northern circumpolar permafrost region. *Global Biogeochemical Cycles* 23, GB2023.
- Thompson, D. W. J. & S. Solomon, (2002) Interpretation of recent Southern Hemisphere Climate Change. *Science* 296, 895–899.
- Thorne, P. W., (2008) The answer is blowing in the wind. *Nature Geoscience* 1, 347–348.
- Trapp, R. J. et al., (2007) Changes in severe thunderstorm environment frequency during the 21st century caused by anthropogenically enhanced global radiative forcing. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 104, 19719–19723.
- Trapp, R. J. et al., (2009) Transient response of severe thunderstorm forcing to elevated greenhouse gas concentrations. *Geophysical Research Letters* 36, L01703.
- Tripathi, A. K. et al., (2009 in press) Coupling of CO<sub>2</sub> and Ice Sheet Stability Over Major Climate Transitions of the Last 20 Million Years. *Science*, doi:10.1126/science.1178296.

- Turner, J. et al., (2009) Non-annular atmospheric circulation change induced by stratospheric ozone depletion and its role in the recent increase of Antarctic sea ice extent. *Geophysical Research Letters* 36, L08502.
- van den Broeke, M., (2005) Strong surface melting preceded collapse of Antarctic Peninsula ice shelf. *Geophysical Research Letters* 32, L12815.
- Vecchi, G. A. et al., (2006) Weakening of tropical Pacific atmospheric circulation due to anthropogenic forcing. *Nature* 441, 73–76.
- Vecchi, G. A. et al., (2008) Whither hurricane activity? *Science* 322, 687–689.
- Velicogna, I. & J. Wahr, (2006) Acceleration of Greenland ice mass loss in spring 2004. *Nature* 443, 329–331.
- Velicogna, I., (2009) Increasing rates of ice mass loss from the Greenland and Antarctic ice sheets revealed by GRACE. *Geophysical Research Letters* 36, L19503.
- Vellinga, P. et al., (2008) Exploring high-end climate change scenarios for flood protection of the Netherlands: an international scientific assessment. (KNMI, Wageningen, the Netherlands).
- Veron, J. E. N. et al., (2009) The coral reef crisis: the critical importance of < 350 ppm CO<sub>2</sub>. *Marine Pollution Bulletin* 58, 1428–1437.
- Wahl, E. R. et al., (2006) Comment on “Reconstructing past climate from noisy data”. *Science* 312, 529.
- Wahl, E. R. & C. M. Ammann, (2007) Robustness of the Mann, Bradley, Hughes reconstruction of Northern Hemisphere surface temperatures: Examination of criticisms based on the nature and processing of proxy climate evidence. *Climatic Change* 85, 33–69.
- Wallack, J. S. & R. Ramanathan, (2009 accepted) Strategies for Hedging Against Rapid Climate Change. *Foreign Affairs*.
- WBGU — German Advisory Council on Global Change, (2006) The Future Oceans — Warming Up, Rising High, Turning Sour. (WBGU, Berlin).
- WBGU — German Advisory Council on Global Change, (2009) Solving the climate dilemma: The budget approach. (WBGU, Berlin).
- Weart, S. & R. T. Pierrehumbert, (2007) *A Saturated Gassy Argument*, <[http://www. realclimate. org/index.php/archives/2007/06/asaturated-gassy-argument/](http://www.realclimate.org/index.php/archives/2007/06/asaturated-gassy-argument/)>.
- Wentz, F. J. et al., (2007) How much more rain will global warming bring? *Science* 317, 233–235.
- Westerling, A. L. et al., (2006) Warming and Earlier Spring Increase Western U.S. Forest Wildfire Activity. *Science* 313, 940–943.
- Wild, M. et al., (2007) The impact of global dimming and brightening on global warming. *Geophysical Research Letters* 34, L04702.
- Wingham, D. et al., (2006) Mass balance of the Antarctic ice sheet. *Transactions of the Royal Society of London Series A* 364, 1627–1635.
- Wouters, B. et al., (2008) GRACE observes small-scale mass loss in Greenland. *Geophysical Research Letters* 35, L20501.
- Yeh, S.-W. et al., (2009) El Niño in a changing climate. *Nature* 461, 511–514.
- Yin, J. et al., (2009) Model projections of rapid sea-level rise on the northeast coast of the United States. *Nature Geoscience* 2, 262–266.
- Zhang, X. et al., (2007) Detection of human influence on twentieth century precipitation trends. *Nature* 448, 461–465.
- Zickfeld, K. et al., (2009) Setting cumulative emissions targets to reduce the risk of dangerous climate change. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 106, 16129–16134.
- Zimov, S. A. et al., (2006) Permafrost and the Global Carbon Budget. *Science* 312, 1612–1613.

*Навчальне видання*

**СТЕПАНЕНКО Сергій Миколайович**

## **ДИНАМІКА ТА МОДЕЛЮВАННЯ КЛІМАТУ**

**ПІДРУЧНИК ДЛЯ СТУДЕНТІВ  
ВИЩИХ НАВЧАЛЬНИХ ЗАКЛАДІВ**

Зав. редакції *Т. М. Забанова*  
Редактор *О. Д. Соколенко*  
Тех. редактор *Д. М. Островеров*  
Дизайнер обкладинки *В. І. Костецький*  
Коректор *Н. І. Крилова*

Здано у виробництво 26.04.13. Підписано до друку 10.06.13.  
Формат 60×84/8. Папір крейдований. Гарнітура «Літератур-  
на». Друк офсетний. Ум. друк. арк. 23,72. Тираж 324 прим.  
Вид. № 5. Зам. № 83.

Видавництво і друкарня «Екологія»  
65045, м. Одеса, вул. Базарна, 106, к. 313  
Тел.: (0482) 33-07-18, 37-07-95  
*www.fotoalbum-odessa.com*

Свідцтво суб'єкта видавничої справи  
ДК № 1873 від 20.07.2004 р.