

ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

На правах рукопису

ПРОКОФ'ЄВ ОЛЕГ МИЛОСЛАВОВИЧ

УДК 551.524.3:571

**ОСОБЛИВОСТІ ТЕМПЕРАТУРНО-ВОЛОГІСНОГО РЕЖИМУ В
ТРОПОСФЕРІ ВИСОКИХ ШИРОТ ПІВДЕННОЇ ПІВКУЛІ**

11.00.09 – метеорологія, кліматологія, агрометеорологія

Дисертація

на здобуття наукового ступеня кандидата географічних наук

Науковий керівник

Данова Тетяна Євгенівна

кандидат географічних наук,

доцент

Одеса-2014

ЗМІСТ

ВСТУП	4
РОЗДІЛ 1 УМОВИ ФОРМУВАННЯ МЕТЕОРОЛОГІЧНОГО РЕЖИМУ ТА КЛІМАТУ АНТАРКТИДИ	12
1.1 Вплив географічного положення Антарктиди на формування метеорологічного режиму	12
1.2 Клімат Антарктиди	18
1.3 Сучасні кліматичні зміни Південної полярної області	32
Висновки розділу	38
РОЗДІЛ 2 ВИХІДНА ІНФОРМАЦІЯ ТА МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ	40
2.1 Характеристика вихідної інформації	40
2.2 Методи дослідження	43
2.2.1 Кореляційний аналіз досліджених параметрів	43
2.2.2 Взаємний спектральний аналіз досліджених параметрів	49
2.2.3 Методи визначення вологовмісту та вологопереносу в атмосфері	53
Висновки розділу	57
РОЗДІЛ 3 СУЧАСНІ ЗМІНИ ТЕРМІЧНОГО РЕЖИМУ ТРОПОСФЕРИ АНТАРКТИКИ	58
3.1 Особливості багаторічних змін приземної температури повітря в Антарктиді	58
3.2 Взаємозв'язок приземної температури повітря антарктичних станцій з індикаторами кліматичних змін	80
3.2.1 Кореляційний аналіз приземної температури повітря на материкових станціях Антарктиди та SOI	80
3.2.2 Кореляційний аналіз приземної температури повітря станцій Антарктичного півострова і островів та SOI	92
3.3 Аналіз тенденцій температури тропосфери Антарктиди	105

3.3.1	Статистичні характеристики аномалій середньорічних коливань температури тропосфери	105
3.3.2	Порівняльний аналіз широтного розподілу середньорічних аномалій температури повітря в тропосфері	108
3.3.3	Порівняльний аналіз динаміки температури повітря у тропосфері	111
	Висновки розділу	113
РОЗДІЛ 4	ВОЛОГОВМІСТ АТМОСФЕРИ АНТАРКТИДИ	116
4.1	Інтегральний вологовміст атмосфери Антарктиди	116
4.2	Перенос вологи в Антарктичній атмосфері	127
4.2.1	Вітровий режим Антарктиди	127
4.2.2	Інтенсивність вологопереносу	133
4.3	Аналіз характеристик енергетичного спектру приземної температури та характеристик вологості антарктичного повітря	143
4.3.1	Оцінка взаємозв'язку вологовмісту та приземної температури антарктичного повітря	143
4.3.2	Просторовий розподіл характеристик енергетичного спектру періодичних коливань приземної температури та вологовмісту	148
	Висновки розділу	153
	ВИСНОВКИ	156
	СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ	161
	ДОДАТКИ	174
	Додаток А	175
	Додаток Б	179
	Додаток В	191
	Додаток Г	203
	Додаток Д	246
	Додаток Е	250
	Додаток Є	293

ВСТУП

Актуальність теми дисертаційної роботи обумовлена питаннями стійкості льодовикового купола Антарктиди в умовах сучасних кліматичних змін, виражених в глобальному потеплінні. Основна увага приділена змінам гляціокліматичних показників зледеніння в районі Антарктиди, які пов'язані зі збільшенням температури повітря, вологовмісту тропосфери, кількості опадів, що впливає на стан льодовикового куполу. Глобальне потепління, яке спостерігалось у другій половині XX століття та продовжується у першому десятиріччі XXI століття, характеризується в полярних регіонах збільшенням температури повітря, вологовмісту тропосфери, кількості опадів, що впливає на стан льодовикового куполу, морських льодовиків та площу розповсюдження морського льоду.

В останні роки як Арктичний так і Антарктичний регіони виявляли найбільші рівні прояву ознак глобального потепління [70, 80, 100]. Реальний вплив пов'язаних зі зміною клімату процесів показує глибокі регіональні відмінності як всередині полярних районів, так і між ними – при великій складності цих взаємодій. Наслідки змін клімату в полярних районах, які орієнтовно проявляться на протязі майбутніх ста років, скоріш за все перевершать прогнозовані наслідки для більшості інших регіонів та призведуть до змін, які вплинуть глобально. Разом з цим, відмічається, що багатогранність можливих реакцій на процеси, які відбуваються, з боку біологічних та соціальних систем, при можливості їх перекривання та взаємного посилення, робить вкрай важким спроби прогнозування можливих процесів [58].

Зібрані очевидні свідчення змін в розповсюдженні та чисельності живих організмів, що відбуваються в обох полярних регіонах, збільшення площі покриття фотосинтезуючих рослинних угруповань та їх біологічної

продуктивності. В результаті зменшення площі покритих снігом та льодом поверхонь Землі, відбувається зменшення відбивальної здатності підстильної поверхні [29, 31, 33, 37, 57, 82, 84]. З високою ступеню імовірності, це призведе до зміни характеру обміну парниковими газами між приполярними рослинними угрупованнями та атмосферою. За цим може слідувати невеликих масштабів зв'язування вуглецю, одночасне підвищення емісії метану, в результаті танення багаторічної мерзлоти, та загальне підвищення заболоченості в регіоні. Все це буде збільшувати поглинання сонячної радіації. Ці наслідки в більшій мірі можуть бути застосовані для Північної полярної області. В Антарктичному регіоні зміни, які відбуваються, в більшій мірі впливатимуть на кріосферу [42, 61, 68, 94]. Зміна межі розповсюдження морського льоду в Арктичному регіоні призведе до підвищення кислотності води приполярних морів, що в свою чергу, вплине на біомасу та склад угруповань морської біоти та, як наслідок, на господарську діяльність в Арктиці. Для Антарктичного регіону характерна зворотна картина: збільшення площі розповсюдження плаваючого льоду, яке спостерігається для більшості морів, не підтверджується для морів Белінсгаузена та Амундсена, де спостерігається скорочення площі морського льоду [30, 35, 59, 98, 119, 120]. Характер зміни льодового режиму відображає тренди температури приземного шару атмосфери, які чітко фіксуються розташованими поруч метеорологічними станціями [30, 35, 36, 37, 113]. В якості прикладу можна навести Антарктичний півострів: він характеризується високими темпами потепління, які в декілька разів перевищують глобальне середнє значення [18, 45, 52, 104, 113]. З моменту початку систематичних спостережень на півострові фіксується швидкий ріст середньорічних температур: ст. Vernadsky – збільшення на $2,5^{\circ}\text{C}$ [18, 45, 52, 54, 105]. Посилення танення снігу та льоду призвело до масштабних наслідків для оточуючого середовища та екосистем Антарктичного півострова [81, 88, 91, 96]. Продовження потепління буде мати суттєві наслідки: відступання берегового льоду та скорочення снігового покриву призведе до оголення порід та

багаторічних мерзлих ґрунтів. Скорочення площі морського льоду в районі Антарктичного півострова є імовірною причиною різкої зміни балансу між основними споживачами фітопланктону – крилем та сальпами, що може вплинути на потенціал поглинання CO_2 в деяких частинах Південного океану [34, 35, 59, 76, 79, 82-84, 115]. Зростання концентрації CO_2 в атмосфері призведе до зростання накопичення вуглекислоти морями та океанами, що збільшить кислотність їх вод та призведе до ацидифікації Світового океану [117]. В Південному океані важливим компонентом пелагічних біологічних угруповань є представники ряду кокколітофорид та форамініфер, які активно приймають участь в зв'язуванні CO_2 та захороненні вуглецю у морському осаді. Дослідження [96] показали, що при темпах зниження рН вод Південного океану, які існують зараз, морські молюски втратять звичне середовище проживання до 2100 року. Їх вимирання буде мати серйозні наслідки, оскільки в результаті з харчового ланцюга випадає важливий елемент.

Таким чином, зменшення рН морської води призведе до змін в хімічних процесах, які відбуваються, що вплине на доступність біогенів та скоротить спроможність океану абсорбувати вуглекислоту з атмосфери [117]. З'явиться нестабільність круговороту вуглецю в Південному океані. Оскільки зміни клімату відбуваються досить швидко і людство із року в рік відчуває на собі тиск природних явищ, тому перед світовою науковою спільнотою ставиться задача їх вивчення та прогнозування.

Найбільш достовірним матеріалом для моніторингу клімату високих широт є температурно-вологості характеристики. Процеси вологообігу являються продуктом загальних кліматоутворюючих факторів: радіації, циркуляції, властивостей підстильної поверхні [47, 71]. Методи оцінок змін елементів екологічної системи (у тому числі й вологообігу) дозволяють оцінити їх природні коливання в роки екстремальних ситуацій: мінімальної та максимальної льодовитості морів, стоку рік, крупних аномалій температури повітря, посушливих та перезволожених років. Невеликий вміст

водяної пари в полярній атмосфері, її нерівномірний просторово-часовий розподіл в умовах стійкої стратифікації має велике значення для формування потоків ефективного випромінювання та противипромінювання атмосфери, що в значному ступені визначає умови формування радіаційного клімату високих широт. У зв'язку з цим вивчення часових особливостей вмісту водяної пари представляє інтерес для умов хмарної та безхмарної атмосфери та для аналізу режиму опадів.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами. Дисертаційну роботу виконано у рамках двох науково-дослідних робіт кафедри фізики атмосфери та кліматології Одеського державного екологічного університету: «Вплив кліматичних змін в полярних регіонах на динаміку загального вмісту озону, температурно-вологісного режиму атмосфери та розповсюдження морського льоду» (реєстраційний номер 0110U000088) та «Меридіональні переноси водних мас і тепла в Південній півкулі і оцінка їх впливу на атмосферні процеси» (реєстраційний номер 0111U002214).

Мета і задачі дослідження. Метою роботи є комплексне статистичне дослідження просторово-часових змін температурно-вологісного режиму тропосфери над Антарктидою.

Основні задачі наукового дослідження:

- визначити характерні тенденції сучасного режиму хмарності Антарктики;
- встановити особливості багаторічних змін приземної температури повітря в Антарктиді;
- провести кореляційний аналіз приземної температури повітря на станціях Антарктиди з від'ємними та додатними значеннями SOI;
- визначити тенденції динаміки температури тропосфери Антарктиди;
- адаптувати методику розрахунку вологовмісту та вологопереносу в тропосфері для Антарктичного регіону;
- оцінити зміни вітрового режиму Антарктиди;
- виявити сучасні зміни вологовмісту тропосфери Антарктиди;

- дослідити динаміку інтенсивності вологопереносу в тропосфері Антарктиди;
- виявити спектри можливих періодичних коливань температурно-вологісного режиму;
- дослідити зв'язки температурно-вологісного режиму з регіональними індикаторами кліматичної активності.

Об'єктом дослідження в дисертаційній роботі є температурно-вологісний режим тропосфери над Антарктидою у зв'язку зі змінами глобального клімату.

Предметом дослідження є середньомісячні кліматичні характеристики та середньомісячні характеристики даних радіозондування атмосфери Антарктиди: температура повітря, відношення суміші, напрямок та швидкість вітру, кількість хмарності; регіональний індекс кліматичної активності: Індекс Південного коливання (SOI).

Методи дослідження. У дисертаційній роботі використовувалися методи багатовимірної статистичної аналізи (кореляційний) та методи дослідження випадкових функцій (взаємний спектральний аналіз, виявлення прихованих періодичностей за допомогою інтегрального перетворення Фур'є у вікні Гіббса) та методи розрахунку основних характеристик вологообігу за О.О. Дроздовим. Всі результати розрахунків були візуалізовані для кращого сприйняття.

Наукова новизна одержаних результатів полягає в комплексному статистичному дослідженні просторово-часових змін температурно-вологісного та вітрового режимів тропосфери над Антарктидою в умовах глобальних змін клімату.

Автором вперше для кліматичних характеристик антарктичних станцій вирішені такі задачі:

- Проаналізовані результати розрахунків та просторово-часового розподілу відношення середньої кількості хмар нижнього ярусу до середніх значень загальної кількості хмар.

- Виявлена локальна неоднорідність приземної температури повітря – диполь, за допомогою сумісного аналізу карт коефіцієнтів кореляції та карт аномалій приземної температури повітря. Надане фізичне обґрунтування умов формування диполю та його переміщення по території Антарктиди.
- Визначений зв'язок приземної температури повітря з теплими та холодними епізодами ЕПДК.
- Розраховані основні статистичні характеристики приземної температури повітря.
- Визначені характеристики мінливості температури повітря тропосфери Антарктики за останні 30 років. З'ясовані основні кількісні та якісні характеристики тенденції температури повітря.
- Досліджено режим вітру на стандартних ізобаричних поверхнях.
- З'ясовано просторово-часовий розподіл значень вологовмісту тропосфери Антарктиди. Виявленні сучасні тенденції змін вологовмісту тропосфери, визначені причини цих змін.
- Розраховано кількість вологи, яка переноситься над Антарктидою та може впливати на збільшення кількості опадів.
- Визначені кількісні та якісні характеристики адвекції вологи в тропосфері Антарктиди.
- Побудовані поля вологовмісту та вологопереносу, які дозволили з'ясувати загальні риси просторового розподілу, локалізувати зони надходження водяної пари та визначити зв'язки зі змінами циклонічної активності.
- Виявлені та інтерпретовані зони максимумів кількісних характеристик енергетичного спектру домінуючих та побічних періодичностей в районі Східної Антарктиди.

Удосконалено: метод аналізу полів кількісних характеристик енергетичного спектру домінуючих та побічних періодичностей.

Дістало подальший розвиток: метод аналізу просторово-часового розподілу вологовмісту та вологопереносу в тропосфері.

Теоретичне і практичне значення отриманих результатів. Вивчення динаміки змін температурно-вологісного режиму тропосфери Південної полярної області має величезне прикладне значення для гляціальних систем полярних районів та прогнозу їх майбутніх змін. З методичної точки зору результати даної дисертаційної роботи можуть бути використані вищими навчальними закладами та науково-дослідними організаціями для дослідження температурно-вологісного режиму інших регіонів. Застосовані принципи візуалізації результатів комплексного статистичного дослідження та одержані результати також можуть бути використані при визначенні динаміки регіональних змін клімату у майбутньому.

Особистий внесок здобувача. Особистий внесок здобувача полягає у зборі та попередній обробці гідрометеорологічної інформації та баз даних, розрахунку всіх параметрів та характеристик, наведених у роботі, аналізі та обговоренні одержаних результатів та висновків. Науковому керівнику належить теоретичне підґрунтя досліджень, а здобувачу – їх теоретична та практична реалізація.

Апробація результатів дисертації. Основні результати досліджень, які є складовою дисертаційної роботи, представлялись та обговорювались на наукових семінарах кафедри фізики атмосфери та кліматології Одеського державного екологічного університету, науковому семінарі відділів кліматичних досліджень і довгострокового прогнозу погоди та фізики атмосфери УкрНДГМІ, конференціях молодих вчених ОДЕКУ (Одеса, 2008-2012) та міжнародних конференціях:

- друга міжнародна науково-технічна конференція, присвячена 75-річчю ОДЕКУ «Навколишнє природне середовище – 2007: актуальні проблеми екології та гідрометеорології; інтеграція освіти і науки», Одеса, 26-28 вересня 2007р.

- міжнародна антарктична конференція ІАС2008: "Україна в Антарктиці – національні пріоритети і глобальна інтеграція", Київ, 23-25 травня 2008р.
- міжнародна антарктична конференція ІАС2009: "Міжнародний полярний рік в Україні: підсумки та перспективи", Харків, 22-24 травня 2009р.
- міжнародна наукова конференція студентів та молодих вчених „Актуальні проблеми сучасної гідрометеорології”, Одеса, 17-19 жовтня 2012р.

Публікації. За результатами дисертаційного дослідження опубліковано 17 наукових праць, з яких 5 статей входять до переліку ДАК України, 1 стаття надрукована у зарубіжному науковому журналі, 1 – у періодичному науковому журналі, 4 є тезами міжнародних конференцій, 6 – тезами конференцій молодих вчених ОДЕКУ (2008-2012рр.).

Структура та обсяг дисертації. Дисертація складається із вступу, чотирьох розділів, висновків та списку використаних джерел (120 найменувань). Повний обсяг дисертації становить 173 сторінки, у тому числі 35 рисунків, 33 таблиці та 7 додатків на 124 сторінках.

РОЗДІЛ 1

УМОВИ ФОРМУВАННЯ МЕТЕОРОЛОГІЧНОГО РЕЖИМУ ТА КЛІМАТУ АНТАРКТИДИ

1.1 Вплив географічного положення Антарктиди на формування метеорологічного режиму

В районі Південного полюсу розташовується величезний материк – Антарктида, покритий могутнім льодовиковим покривом. Площа Антарктиди складає приблизно 15 млн. км², з якої менше 2,4% поверхні вільні від льоду. Середня товщина льодовикового покриву – приблизно 2000 м, а максимальна перевищує 4700 м. Загальний об'єм льоду – приблизно 30 млн. км³. Коли б весь цей лід розтанув, то рівень Світового океану піднявся б більш ніж на 60 м.

На льодовиковому покриві Антарктиди виділяються три крупні структури: малорухливий масив льоду з декількома куполами та зі слабконахиленою поверхнею, вивідні льодовики, що швидко рухаються, та шельфові льодовики (рис. 1.1).

Малорухливий наземний покрив складається з трьох пов'язаних між собою частин: величезного льодовикового щита Східної Антарктиди площею приблизно 9,9 млн. км², льодовикового щита Західної Антарктиди (1,8 млн. км²) та льодовикового щита Антарктичного півострова (0,3 млн. км²). Льодовиковий покрив Східної Антарктиди представляє еліпсоподібне в плані підвищення з майже горизонтальною поверхнею в центральній частині. І лише при детальних геодезичних вимірах на поверхні щита було виділено декілька куполоподібних височин, розділених низинами. Середня товщина щита оцінюється в 2120 м, а максимальна товщина покриву складає 4776 м. Середня товщина льодовикового щита Західної Антарктиди – 1100 м [46].

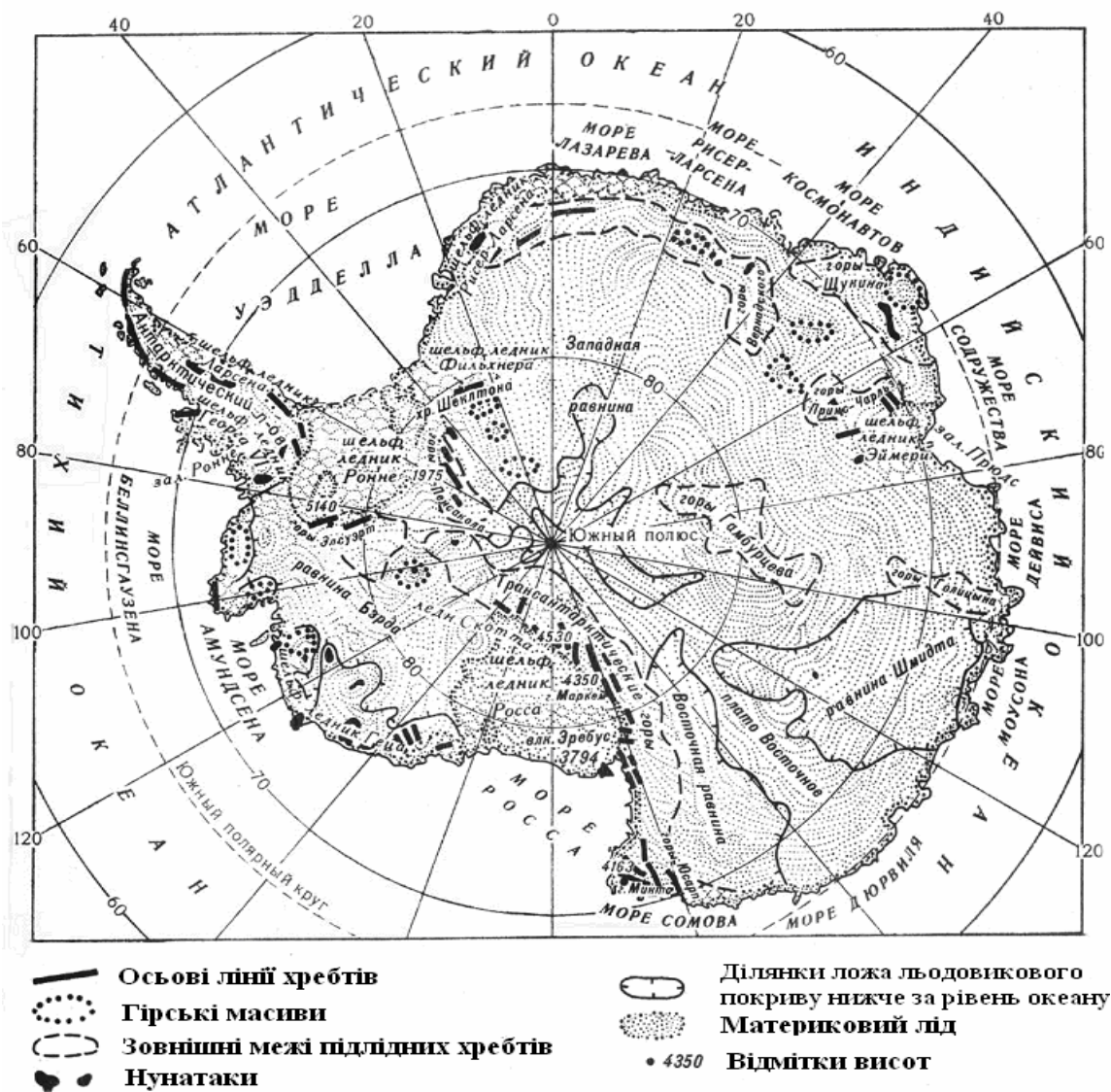


Рис. 1.1 Льодовиковий покрив Антарктиди

Лід розтікається від куполів в центральній частині льодовикового щита до його периферії. В місцях, де напрямок підлідних долин співпадає з нахилом льодовикового щита, швидкість руху льоду значно більша, ніж поза цих долин. Тут виникають могутні льодяні потоки – вивідні льодовики, які являються основними каналами стоку льоду з внутрішніх районів. Вивідні льодовики відрізняються великою різноманітністю форм та розмірів. Деякі з них протікають в долинах зі скелистими берегами, що піднімаються над поверхнею льоду, а більшість льодяних потоків протікає в льодяних берегах. Вивідні льодовики закінчуються в океані у вигляді льодяних обривів або живлять

шельфові льодовики. Впродовж приблизно 17,8 тис. км, із загальної протяжності берегової лінії в 31,9 тис. км, узбережжя Антарктиди облямоване шельфовими льодовиками. Загальна площа шельфових льодовиків – 1,5 млн. км², найбільші з них льодовики Роса (525 тис. км²) та Роне-Фільхнера (433 тис. км²). Шельфові льодовики живляться за рахунок льоду, який поступає з льодовикового покриву, та атмосферних опадів, які випадають безпосередньо на їх поверхню. Витрата льоду шельфових льодовиків відбувається шляхом відколу айсбергів, іноді, вельми значних розмірів (мали місце гігантські айсберги площею більше 100 км² та товщиною більше 500 м).

Ложе Антарктичного льодовикового покриву має складний рельєф та частково розташоване нижче поверхні океану. В корінному рельєфі Східної Антарктиди є ряд підлідних гір, височин та рівнин з впадинами, де поверхня знаходиться нижче рівня моря (до -1,5 км). Є також горні гряди, що виступають над льодовиковою поверхнею: Трансантарктичні гори й прибережні горні системи. В Західній Антарктиді між гірськими масивами розташовані обширні підлідні впадини та рівнини, їх поверхня розташована на 0,5-2,5 км нижче рівня моря. Середній рівень ложа в Західній Антарктиді відповідає відмітці – 390 м. Льодовиковий покрив Антарктиди почав формуватися не пізніше 20 млн. років тому (по деяким оцінкам, приблизно 37 млн. років тому чи раніше). Максимальних об'ємів зледеніння досягало в період між 17 і 21 тис. років тому. Об'єм льодовикового покриву під час останнього піку зледеніння оцінюється в 38 млн. км³ [46]. Влітку льодовиковий покрив збільшується на 3-4 млн. км² за рахунок розростання шельфових льодовиків, особливо навколо Антарктичного півострова та в морі Роса. Взимку океан навколо Антарктиди замерзає. Таким чином формується морський лід на площі приблизно 17 млн. км², який тоне в кінці весни – на початку літа.

Східна Антарктида є стародавнім кратоном, породи якого на Землі Ендербі утворилися майже 4 млрд. років тому. Поверхня кристалічного фундаменту, що залягає переважно на невеликій висоті над рівнем моря, була

вихолоджена. Вік порід фундаменту, як правило, коливається в межах 2,5-2,8 млрд. років. Фундамент утворився в ході декількох крупних етапів орогенезу, що знайшло віддзеркалення в складі та будові складаючих порід. Близько 1,1-1,4 млрд. років тому в Східній Антарктиді відбувалося формування гранітів шляхом виверження розплавленої магми [46].

Після того, як був сформований фундамент, протягом довгого часу відбувалося накопичення опадів в морських та континентальних умовах. Головна осадова свита (група Бікон) включає різноманітні породи, які складають живописні вершини та скелясті схили Трансантарктичних гір. Більшість гірських порід сформувалися 350-190 млн. років тому та містять викопні залишки рослин і тварин, включаючи динозаврів та земноводних (наприклад, *Lystrosaurus*). Це свідчить про те, що природні умови того часу дуже сильно відрізнялися від сучасних, хоча Південний полюс тоді знаходився або на території самої Антарктиди, або поблизу неї. Льодовикові відкладення найбільш характерні для періоду 320-280 млн. років тому, коли Антарктида вперше перемістилася в полярний район. Крупною геологічною подією, що завершила період формування гірських порід групи Бікон, була інтрузія величезної маси сірої гірської породи долериту. Подібні гірські породи були знайдені також в Тасманії та інших районах, які ніколи не входили до складу стародавнього суперконтиненту Гондвана.

Західна Антарктида в цілому більш молода і більш розчленована територія зі значними висотами над рівнем моря. Наприклад, хребет Сентініел з його баштовидними вершинами складається з окремих блоків, деякі з них виникли під час етапу горотворення, пов'язаного з розпадом Гондвани, а інші – під час занурення плити в південно-східній частині Тихого океану під Антарктичний півострів. Утворення багатьох гірських порід було пов'язане з вулканічною діяльністю, максимальна активність якої була 180-110 млн. років тому.

Гіпотеза про існування стародавнього обширного суперконтиненту, до складу якого входила і Антарктида, була підтверджена знахідкою зразку з

відбитками стародавньої викопної рослини з р. *Glossopteris*, характерні для флори Гондвани (цей зразок був знайдений в наметі Роберта Ф.Скотта, загиблого по дорозі назад з Південного полюса в 1912р.). Роздроблення Гондвани здійснювалося у декілька етапів, які добре були вивчені. Африка та Південна Америка почали розділятися одночасно з утворенням Атлантичного океану приблизно 130 млн. років тому. Індія виділилася дещо пізніше, приблизно 120 млн. років тому. Останніми відділилися Австралія та Нова Зеландія – приблизно 86 млн. років тому. Розпад Гондвани призвів до ізоляції Антарктиди. Навкруги неї сформувалася океанічна циркуляція, клімат материка ставав все холоднішим і відповідно, розвивалося покривне зледеніння [46]. Прийнято підрозділяти Антарктиду на Західну та Східну. Границя між цими зонами проходить по лінії, яка з'єднує південний край шельфового льодовика Роса з південним краєм льодовика Фільхнера. Гіпсографічна крива Західної Антарктиди увігнута та нагадує по формі гіпсографічну криву інших материків, не покритих льодом, гіпсографічна крива Східної Антарктиди випукла та відповідає специфіці всього льодяного материка [14, 46].

У межах Західної Антарктиди виділяють п'ять фізико-географічних областей: Антарктичний півострів, Льодовиковий купол, Малу Антарктиду, шельфовий льодовик Роса та шельфовий льодовик Фільхнера. Площа, займана льодом, складає 3,532 млн. км². Підлідне ложе під льодовиковим щитом Західної Антарктиди розташоване нижче рівня моря. В окремих областях дефіцит поверхні корінної породи коливається від -1000 до -2000 м. Поверхня льодовикового щита Західної Антарктиди опущена нижче льодовикового куполу Східно-Антарктичного щита на 1200 м.

Східна Антарктида представляє собою монолітну платформу, оконтурену по краям плато гірськими ланцюгами. В центральній частині висота плато досягає 4300 м над рівнем моря. Платформа Східної Антарктиди розмістилася на площі 10,443 млн. км². Підлідне ложе Східно-Антарктичного щита на ділянці Комсомольська – Восток – Південний полюс досить рівне з невеликими

коливаннями висот відносно рівня світового океану (від +210 до -290 м). В Антарктиді зосереджено 90% прісної води у твердому вигляді по відношенню до всієї маси прісної води на земній кулі, 2/3 висоти материка відносно рівня океану заповнено льодом та 1/3 складає кам'яна основа. Середня висота кам'яної Антарктиди, яка розташована вище рівня океану, знаходиться на другому місці (після Азії). Більша частина берегів Антарктиди обривисті та скелясті, утворені переважно прямовисними стінами льодовиків. Крайова зона Антарктиди складається з материкового льодяного бар'єру, шельфових та вивідних льодовиків і виходів скельних порід. Кліматична снігова лінія в Антарктиді розташована або на рівні моря, або навіть нижче цього рівня. Таким чином, весь сучасний льодовиковий щит знаходиться в зоні акумуляції. Але в деяких місцях снігова лінія піднімається вище рівня моря в процесі вітрового переносу снігу в море. І все ж таки частка абляції в перетворенні маси льодовикового масиву вкрай незначна [46].

В Антарктиді простежуються чотири гляціологічні області, що відрізняються за своїм генезисом: материкового льоду, гірського зледеніння, прибережного зледеніння та острівного зледеніння. Шельфові льодовики Антарктиди займають 12% площі материка. В полярній області Північної півкулі вони зустрічаються біля північно-східних берегів Гренландії та вздовж північних берегів о. Елсмір, але їх розповсюдження в цих місцях не знайшло помітного розвитку. Шельфові льодовики формуються головним чином як плаваючі утворення. Існує декілька уявлень про походження шельфових льодовиків [1, 8, 14, 15]:

1) утворення в результаті стиковки в морі плавучих язиків, що спускаються в море з льодовикового щита, скріплених морським льодяним покривом; поверхня таких конгломератів згладжена за рахунок відкладень снігу;

2) в процесі змішаного утворення з морського льодяного покриву та опадо-метаморфічного матеріалу – снігу, який випав з атмосфери;

3) шельфові льодовики складаються з окремих айсбергів серед морського льоду, зцементованих процесами змерзання, засипаних снігом. Потужність цих льодовиків коливається від 5 до 800 м. Поверхня їх згладжена, близька до горизонтальної, але простежується нахил від льодовикового щита до акваторії. На шельфових льодовиках виникають льодяні вали, які досягають 10 м. Як правило, вони витягнуті меридіонально, перпендикулярно до краю та пересічені багаточисленними тріщинами. Шельфові льодовики старих утворень складаються зі сніжно-фірнової та льодяної маси [1, 8, 14, 15, 46].

1.2 Клімат Антарктиди

Завдяки своєрідному поєднанню географічних умов (перш за все великої висоти над рівнем моря та характеру рельєфу) з особливими умовами атмосферної циркуляції і радіаційними чинниками над територією Антарктиди формуються три основні кліматичні зони [46], які нагадують висотні кліматичні зони в інших високогірних областях земної кулі:

1. Внутрішньоматерикова високогірна кліматична зона, що займає всю центральну територію Антарктичного плато та обмежується ізогієтою 3000-3200 м над рівнем моря.

2. Кліматична зона льодовикового схилу, розташована на північ від внутрішньоматерикової зони та оточує Антарктиду широкою (700-800 км) смугою. Північна межа цієї зони, що співпадає з ізогієтою 300-500 м над рівнем моря, місцями підходить майже до самого узбережжя.

3. Прибережна кліматична зона, що оточує узбережжя Антарктиди переважно у вигляді вузької льодовикової смуги, включаючи також вивідні та шельфові льодовики, припай, прибережні острови та оазиси.

Наявність цих зон підтверджується також характером снігонакопичення та розподілом на території Антарктиди складових радіаційного і теплового балансів [46]. Своєрідні умови формування метеорологічного режиму в кожній із зон створюють абсолютно особливий розподіл метеорологічних елементів на території Антарктиди як протягом всього року, так і по сезонах. Температура і вологість повітря, атмосферний тиск, вітер, опади та інші метеорологічні величини розподіляються в Антарктиді абсолютно інакше, ніж в інших областях земної кулі, у тому числі і у високих широтах Північної півкулі.

Клімат внутрішньоматерикової високогірної зони можна характеризувати як клімат вічного морозу з найнижчими на земній кулі температурами повітря, ясною погодою та невеликими швидкостями вітру (3-5 м/с). Середньорічна температура повітря в цій зоні складає $-50,0 \sim -60,0^{\circ}\text{C}$ (середня температура найхолоднішого місяця $-70,0 \sim -72,0^{\circ}\text{C}$, а найтеплішого $-30,0 \sim -32,0^{\circ}\text{C}$). Мінімальні температури можуть тут досягати $-90,0^{\circ}\text{C}$.

Атмосферний тиск складає в середньому близько 600-620 гПа, причому найбільші середньомісячні величини тиску припадають на теплий період року, а найменші – на зиму, коли спостерігаються найнижчі температури. Кількість опадів в цій зоні складає 40-50 мм, а за даними останніх експедицій досягає 80 мм. Клімат льодовикового схилу характеризується як клімат вічного морозу, стокового вітру та заметілі. Середньорічні температури повітря в цій зоні залежать від висоти схилу та змінюються від $-20,0^{\circ}\text{C}$ для прибережних районів до $-50,0^{\circ}\text{C}$ для верхніх ділянок схилу, віддалених на 700-800 км від узбережжя. Середні температури найхолоднішого місяця в цій зоні коливаються, відповідно, від $-30,0$ до $-60,0^{\circ}\text{C}$, а найтеплішого – від $-10,0$ до $-20,0 \sim -25,0^{\circ}\text{C}$. Такі низькі температури тут поєднуються з постійними сильними вітрами з глибини материка, які несуть з собою маси снігу. Північна частина цієї зони, співпадаюча з рівнем нижньої межі нижньої хмарності і межею загасання стокових вітрів в літній період часу, характеризується великим відкладенням снігу (до 100-150 см) та великою кількістю опадів (до 600 мм). В

південній частині зони кількість опадів складає 60-120 мм на рік [46]. Клімат прибережної зони не відрізняється однорідністю. В цій зоні можна виділити три кліматичні підзони:

- а) райони узбережжя, схильні впливу стокових вітрів;
- б) райони узбережжя, що знаходяться зовні впливу стоку (льодовикові шельфи, припай і т.д.);
- в) антарктичні оазиси та інші вільні від льоду ділянки суші (гірські ланцюги, нунатаки, прибережні острови і т.д.).

Температурний режим у всій зоні приблизно однаковий. Середньорічні температури повітря коливаються від $-10,0^{\circ}\text{C}$ до $-11,0^{\circ}\text{C}$ на широті полярного кола до $-17,0^{\circ}\text{C}$ до $-20,0^{\circ}\text{C}$ і нижче для більш високих широт. Середні температури найхолоднішого періоду коливаються відповідно від $-18,0^{\circ}\text{C}$ до $-20,0^{\circ}\text{C}$ до $-25,0^{\circ}\text{C}$ до $-35,0^{\circ}\text{C}$ і навіть $-40,0^{\circ}\text{C}$, а середні температури найтеплішого місяця близькі до $0,0^{\circ}\text{C}$. Вітровий режим, режим опадів, вологості повітря, температури підстильної поверхні і т.д. дуже різні. Найсуворішими в кліматичному відношенні є райони узбережжя, схильні впливу стокових вітрів. Це, мабуть, «найбурхливіші райони» на землі. Навіть середньорічні швидкості вітру тут складають 12-15 м/с та більше, а максимальні швидкості перевищують 60 м/с. Число днів з штормами тут складає більше 250, а з ураганом – більше 30 днів за рік. Повітря унаслідок адіабатичного нагрівання під час стоку тут дуже сухе, тому режим вологості повітря близький до режиму відносної вологості в пустелях [46]. Клімат цих районів можна характеризувати як клімат холодних крижаних пустель з частими сильними завірюхами, штормовими та ураганними вітрами. Клімат районів, що знаходяться зовні впливу стокових вітрів, більш м'який та вологий. Тут випадає найбільша (для Антарктиди) кількість опадів – до 700 мм і більше; часто спостерігається відлига, повітря вологе. Сильні вітри пов'язані з проходженням циклонів, тому їх середньорічна швидкість дещо більша, ніж в глибині материка (5-7 м/с). Місцевий клімат Антарктичних оазисів відрізняється рядом особливостей. Влітку тут унаслідок нагрівання

підстильної поверхні максимальні температури на поверхні ґрунту можуть досягати $+30,0^{\circ}\text{C}$, а повітря $4,0\sim 10,0^{\circ}\text{C}$. Повітря дуже сухе – як в найсправжнісінських пустелях. В теплий період добре виражена місцева циркуляція схилів. Зима тут на $2,0\sim 3,0^{\circ}\text{C}$ тепліше, ніж зовні оазису.

Пояс низького тиску навкруги Антарктиди виявляється єдиною зоною, де середні значення атмосферного тиску на рівні моря є найнижчими на земній кулі. В середньому за рік атмосферний тиск біля узбережжя Антарктиди складає 980-990 гПа [46]. Найнижчі величини тиску в Субантарктичній зоні дорівнювали 940-945 гПа, а найвищі – 1020-1030 гПа. Таким чином, амплітуда коливань тиску в цій зоні досягає майже 100 гПа. Тиск біля узбережжя Антарктиди на всіх станціях має чітко виражений річний хід з двома максимумами (взимку і влітку) та двома мінімумами (в перехідні місяці). Однією з характерних особливостей атмосферного тиску в прибережній зоні є порівняно слабкий його зв'язок з іншими елементами погоди. Середній тиск біля поверхні землі в Східній Антарктиді менше 700 гПа, а над самими піднесеними частинами центрального плато навіть менше 600 гПа. Тому першим стандартним рівнем тиску, який може представляти вільну атмосферу всього материка, є рівень 500 гПа (рис. 1.2). В Західній Антарктиді часто зустрічаються адвекція теплого повітря та додатні вертикальні рухи, про що свідчить аналіз вертикального градієнта температури [2].

Можна представити наступну схему: відносно теплі і вологі маси повітря, що йдуть з північно-західного сектора до Західної Антарктиди, підіймаються і охолоджуються в процесі руху через цю частину материка, потім на схід від моря Веделла вони поволі опускаються та поступово включаються в циркуляцію нижньої тропосфери над високим плато. У всіх шарах певні сезонні коливання відображаються на основному полі вихору, яке в тропосфері і нижній стратосфері завжди є циклональним, а вище 20 км переходить в теплий антициклональний вихор в літні місяці.

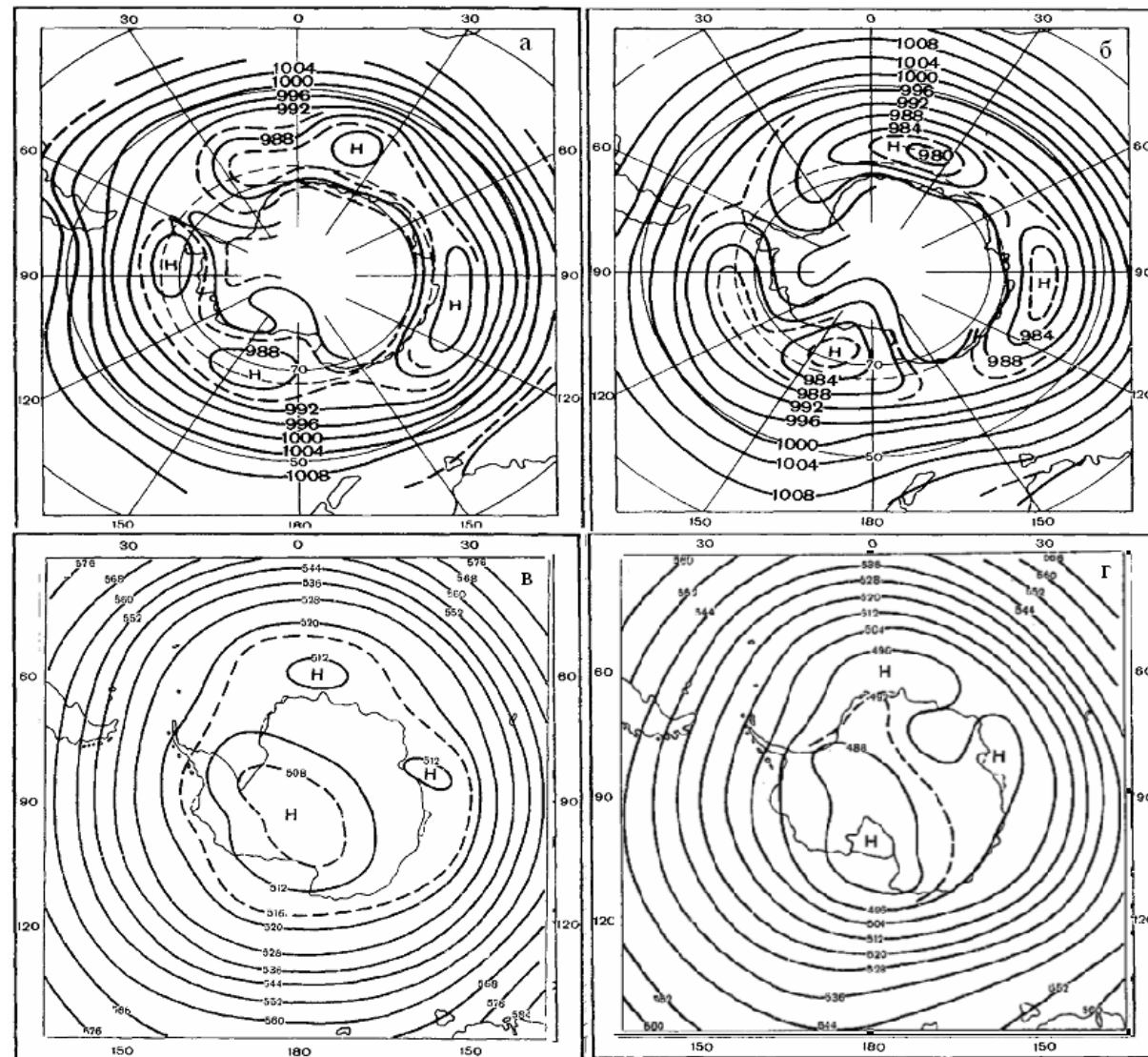


Рис. 1.2 Середній тиск на рівні моря в січні (а) і липні (б), середня висота поверхні 500 гПа в січні (в) та липні (г)

Річна крива середнього тиску між 40 і 50° пд.ш. має два максимуми впродовж місяців рівнодення, тоді як в полярних районах біля 70° пд.ш. максимуми з'являються під час сонцестояння. Це призводить до помітного піврічного коливання меридіонального градієнта тиску [46].

В Антарктиці основна увага надається визначенню накопичення опадів, а не обліку їх випадання. Це особливо прийнятно для вивчення однієї з найцікавіших проблем сьомого континенту – балансу маси льодовикового щита. Повне накопичення повинне розумітися як кінцевий результат випадання самих твердих опадів, випаровування, утворення інею при від'ємній сублімації та ефектів завірюхи [46].

Для внутрішньоматерикової області одноманітність обширної снігової поверхні та майже повна відсутність штормових вітрів дають можливість припустити, що зміни накопичення, викликані адвекцією, повинні бути невеликими. Не має істотного значення, за допомогою якого процесу воно здійснюється, чи то в результаті випадання снігу, чи то в результаті направленої вниз перенесення водяної пари з подальшим осіданням частинок льоду, що утворилися в самих нижніх шарах атмосфери та інею на самій поверхні. Для прибережних районів і для більш низьких та крутих схилів льодовиків відношення між осіданнями і накопиченням ще більш невизначене та може змінюватися від місця до місця. Практично всі статистичні дані по кількості опадів, а також по їх повторюваності повинні розглядатися обов'язково з урахуванням можливого впливу вітру, локальних умов на місцевості і особливостей рельєфу поверхні.

Безумовно, накопичення твердих опадів на материку пов'язане з формуванням хмарності. Як за місячними, так і за сезонними даними, циркумполярний пояс максимальної хмарності знаходиться значно на північ від поясу мінімального атмосферного тиску на рівні моря та на південь від поясу найсильніших західних вітрів. Для виявлення характерних тенденцій, властивих режиму хмарності Антарктичного материку, з якою пов'язані всі

атмосферні опади, використовувалися дані про загальну хмарність та хмарність нижнього ярусу на 7 російських станціях (<http://www.aari.ru>). Всі середньорічні багаторічні ряди були проаналізовані для виявлення прихованих періодичностей. Результати цього аналізу використовувалися при згладжуванні осереднених рядів. Виявлення прихованих періодичностей проводилося за допомогою інтегрального перетворення Фур'є у вікні Гіббса з імовірністю 68%. Приховані періодичності були виявлені для кожної станції окремо, оскільки осереднений ряд не може достовірно характеризувати окремо взятий район Антарктичного материка. Для загальної хмарності, яка спостерігається на станціях Антарктичного материка, найбільш характерні періоди коливань – 2; 3,5; 4 і 5 років, причому, чим меншу південну широту має станція, тим більший період коливань для неї характерний (ст. Mirny та Bellingshausen), для нижньої хмарності найбільш характерні трирічні періоди коливань. Розраховані періоди коливань загальної хмарності та хмарності нижнього ярусу на Антарктичних станціях були використані при побудові згладжених рядів. На рисунках 1.3 і 1.4 представлена сезонна мінливість загальної хмарності та кількості нижньої хмарності для досліджуваних станцій в балах. Мінімальними значеннями загальної хмарності характеризується станція Vostok, що знаходиться на Антарктичному плато, а максимальними – станція Bellingshausen, яка знаходиться на острові, поблизу північної частини Антарктичного півострова. Мінімальними значеннями нижньої хмарності характеризується станція Vostok та станція Novolazarevskaya, що знаходиться на Антарктичному плато, а максимальними – станція Bellingshausen.

Мінімальні значення кількості хмарності характерні для Антарктичного плато, що стосується мінімальних значень кількості нижньої хмарності на станції Novolazarevskaya, то даний район знаходиться під впливом циклонів Фолклендської та Південно-Африканської гілок, які є причиною великої кількості загальної хмарності в даному прибережному районі [46, 67].

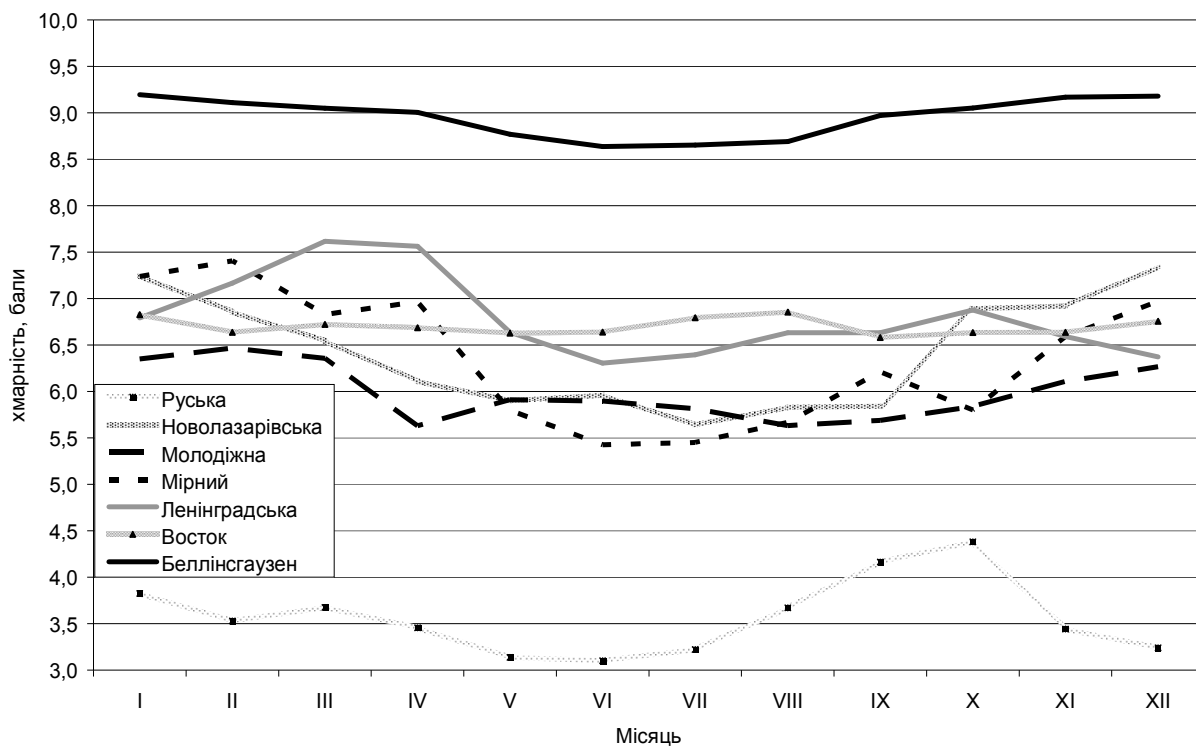


Рис. 1.3 Сезонна мінливість середньомісячної кількості загальної хмарності (бали) на досліджених станціях

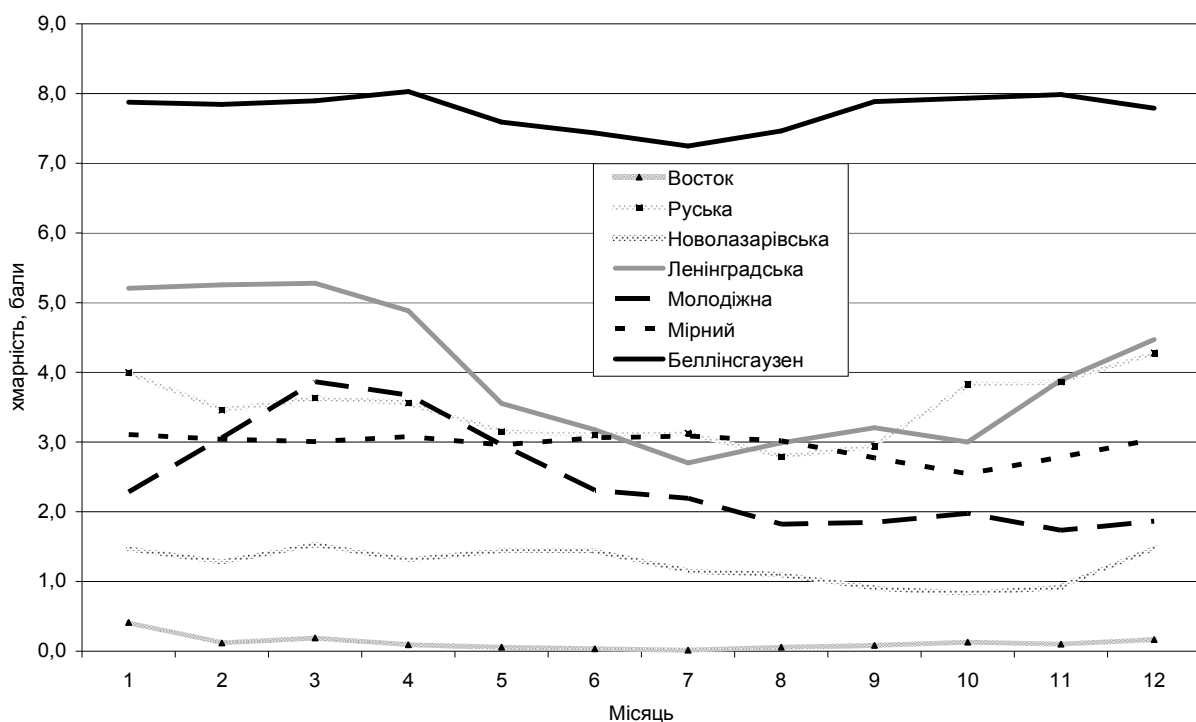


Рис. 1.4 Сезонна мінливість середньорічної кількості нижньої хмарності (бали) на досліджених станції

Для аналізу нижньої хмарності велике значення має режим вітру, відомо, що станція Novolazarevskaya знаходиться в зоні сильних стокових вітрів, мабуть, саме це призводить до низьких показників нижньої хмарності. Станція Bellingshausen знаходиться на шляху переміщення циклонів Східно-Тихоокеанської та Південно-Американської гілок, які є причиною великої кількості хмар в даному прибережному районі (рис. 1.5). Аналіз отриманих результатів показав, що на всіх станціях за досліджений період зменшення або збільшення кількості загальної хмарності (бали) носить плямистий характер. Зменшення кількості загальної хмарності фіксується на станціях Vostok (-1,0), Leningradskaia (-1,5) та Molodezhnaya (-0,6), а на всій решті станцій – Russkaya, Novolazarevskaya, Mirny і Bellingshausen спостерігається зростання кількості загальної хмарності. Максимальне зростання кількості загальної хмарності спостерігається на станції Novolazarevskaya (табл. 1.1). Відмітимо, що за досліджений період збільшення кількості нижньої хмарності спостерігається тільки на станціях Bellingshausen і Novolazarevskaya, а на всій решті станцій фіксується зменшення кількості нижньої хмарності.

Таблиця 1.1

Періоди коливань і характеристики трендів кількості хмарності на досліджуваних станціях Антарктичного материка

Станції	Vostok	Russkaya	Novolazarevskaya	Leningradskaia	Molodezhnaya	Mirny	Bellingshausen
Загальна хмарність							
Періоди коливань, роки	1,9	2,1	3,7	3,4	2,5	4,0	4,9
Характеристика трендів	-1,0	+0,4	+0,7	-1,5	-0,6	+0,4	+0,2
Хмарність нижнього ярусу							
Періоди коливань, роки	4,2	3,3	3,3	1,8	2,7	3,1	3,2
Характеристика трендів	-0,5	-2,5	+0,5	-2,0	-0,2	-0,1	+0,1

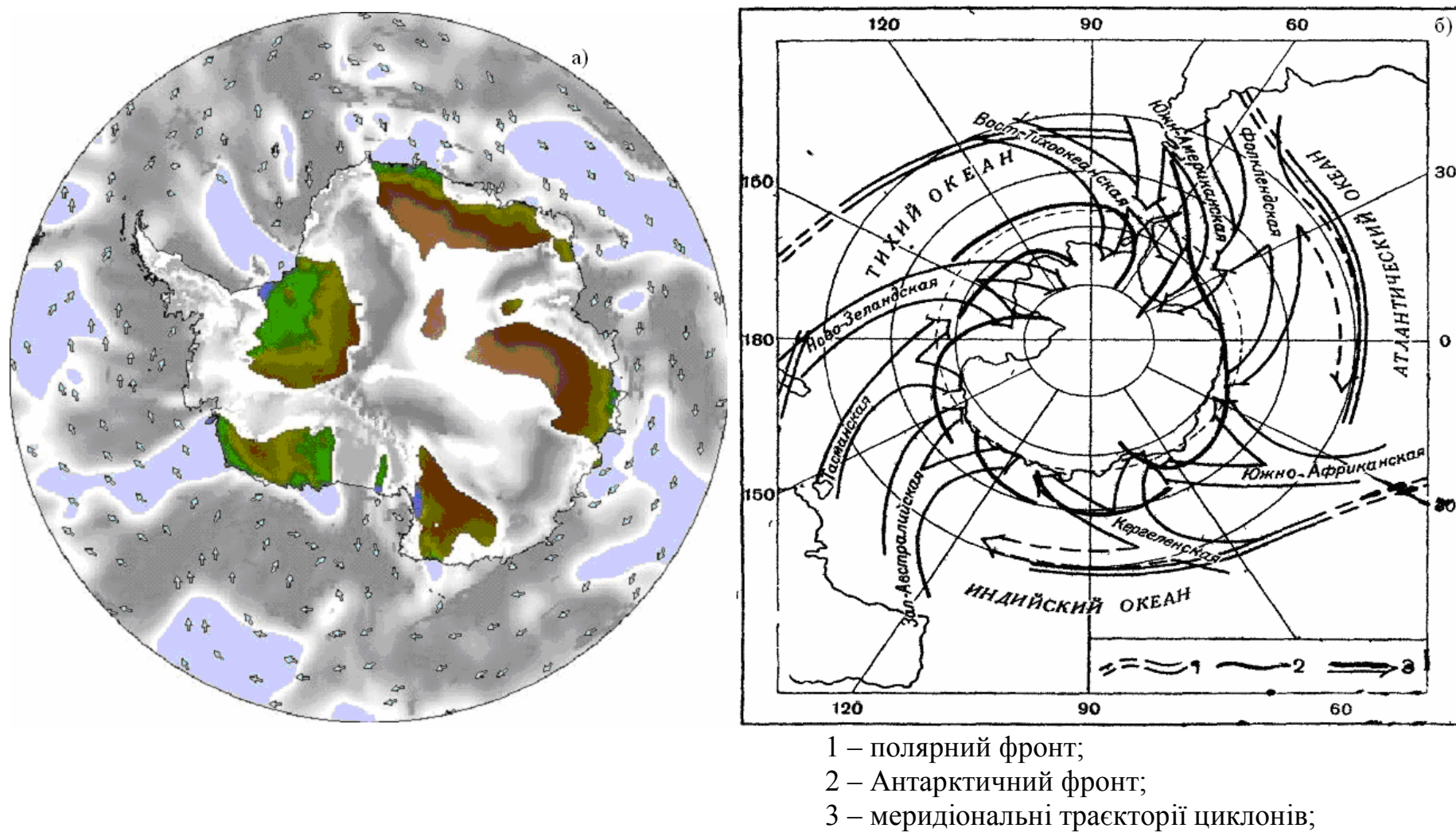


Рис. 1.5 Поле хмарності (а) та шляхи переміщення циклонів (літній період) в Антарктиці (за П.Д. Астапенко) (б)

Враховуючи, що на великій території ми маємо дані всього семи станцій, то можна зробити висновок, що зміна кількості нижньої хмарності (бали) носить плямистий характер. Зменшення кількості нижньої хмарності фіксується на станціях Vostok (-0,5) та Leningradskaја (-2,0), Molodezhnaya (-0,2), Russkaya (-2,5), Mirny (-0,1) а на станціях – Bellingshausen, Novolazarevskaya, спостерігається зростання кількості нижньої хмарності. Максимальне зростання кількості нижньої хмарності спостерігається на станції Novolazarevskaya (+0,5).

На метеорологічних станціях спостерігається одночасно як загальна кількість хмар N , так і кількість хмар нижнього ярусу N_H . Значення N_H вказується і в синоптичних телеграмах, оскільки воно має першорядне значення для роботи авіації – для діагностування та прогнозу умов зльоту і посадки. На жаль, за рубежем в кліматологічних довідниках досить рідко вказується значення N_H , хоча спостереження за N_H ведуться скрізь. Оскільки дані про загальну та нижню хмарність N детально аналізувалися вище, тут ми розглянемо відношення середньої кількості хмар нижнього ярусу до середньої загальної кількості хмар: $S = \bar{N}_H / \bar{N}$. Проведемо розрахунки $S = \bar{N}_H / \bar{N}$ для досліджуваних станцій Антарктичного материка. Результати розрахунків помістимо в таблицю 1.2.

Як бачимо, на станції Bellingshausen для якої характерні риси морського клімату, значення S загалом великі (більше 0,84), що вказує на велику повторюваність хмарності нижнього ярусу. Величина S досягає максимуму (середнє місячне значення S на станції Bellingshausen досягає 0,89) в кінці осені або на початку Антарктичної зими. Так само великими значеннями S характеризуються станції Leningradskaја (від 0,50 в центральний місяць зими – липень, до 0,77 – в березні – місяць перехідного сезону) та Russkaya (від 0,48 – зимовий місяць – серпень і до 0,58 – в період літнього та перехідного сезону). Обидві ці станції знаходяться під впливом циклонів Новозеландської, Західно-Австралійської і Тасманської гілок.

Таблиця 1.2

Відношення S (%) середньої кількості нижньої до загальної хмарності над досліджуваними станціями Антарктичного материка

Станції	Місяць												Рік
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
Vostok	11	3	5	3	2	1	0	2	2	3	3	5	3
Russkaya	55	50	56	58	53	52	55	48	50	56	56	58	51
Novolazarevskaya	23	20	24	23	24	24	20	20	16	14	15	24	21
Leningradskaia	72	71	77	70	61	59	50	53	52	52	59	64	63
Molodezhnaya	34	43	51	49	45	37	34	27	28	29	26	29	37
Mirny	46	46	45	46	45	46	45	44	42	38	42	45	44
Bellingshausen	86	86	87	89	87	86	84	86	88	88	87	85	87

Мінімум S спостерігається в липні, на купольній станції Vostok. Проте, сезонні відмінності S на станції Vostok невеликі (0,00-0,11). Результати розрахунків були візуалізовані та представлені у вигляді карт відношення S (%) середньої кількості нижньої до загальної хмарності над досліджуваними станціями Антарктичного материка (додаток А). Нижче наведені карти просторового розподілу відношення S (%) для центральних місяців року (рис. 1.6). Аналіз рисунку показав, що сезонна мінливість дуже слабка: максимальні значення S (%) характерні для Антарктичного півострова, а мінімальними характеризується район Антарктичного плато та Східна Антарктида. Практично всі статистичні дані повинні розглядатися з умовою і обов'язково з урахуванням можливого впливу вітру, локальних умов на місцевості та особливостей рельєфу поверхні. Тому ми, в даній роботі виділимо додаткову зону – зону стокових вітрів, оскільки вона характеризується специфічними кліматичними характеристиками. Яскравим прикладом необхідності подібного розподілу служить станція Novolazarevskaya, де, не дивлячись на постійну дію циклонів Фолклендської гілки спостерігається зовсім мала кількість хмарності нижнього ярусу.

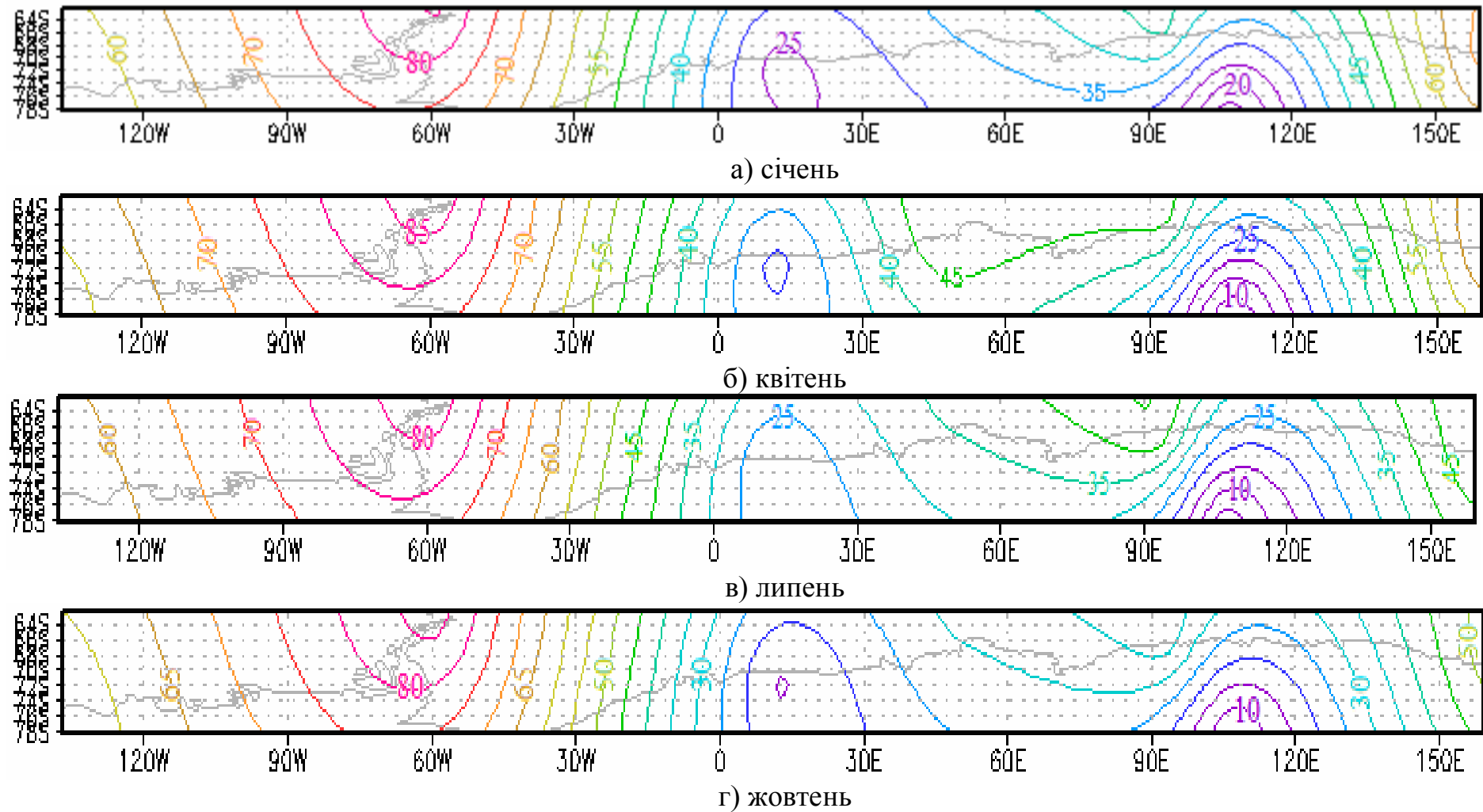


Рис. 1.6 Просторовий розподіл відношення S (%) середньої кількості нижньої до загальної хмарності над дослідженими станціями Антарктичного материка

Причина цього криється в специфічних вітрових характеристиках даної станції – в наявності тут стокових вітрів. Порівняльний аналіз середньорічної кількості загальної та нижньої хмарності представлений на рисунку 1.7. Максимальні значення загальної та нижньої хмарності характерні для станцій Bellingshausen, Leningradska та Russkaya, саме на цих станціях спостерігається максимальна кількість опадів. Більш різке розмежування досліджуваних станцій Антарктичного материка спостерігається за середньорічною кількістю нижньої хмарності.

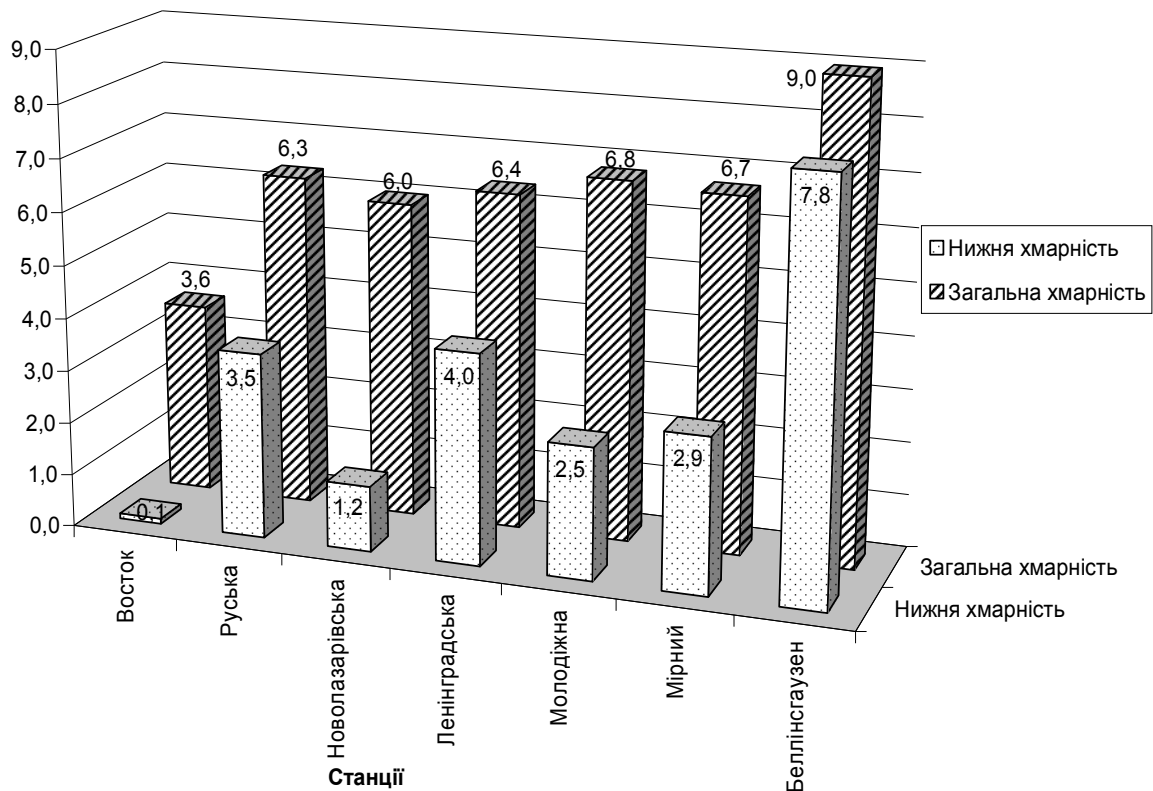


Рис. 1.7 Діаграма середньорічної кількості загальної і нижньої хмарності на досліджених станціях Антарктиди

Максимум середньорічної кількості нижньої хмарності спостерігається на ст. Bellingshausen – близько 8 балів, а мінімум кількості нижньої хмарності, як і будь-якої іншої, характерний для ст. Vostok (від 0 до 1 балу).

Досить високі значення середньорічної кількості нижньої хмарності, що спостерігається на станціях Leningradskaia та Russkaya пояснюються впливом циклонів Новозеландської, Західно-Австралійської і Тасманської гілок. Як бачимо, географічне положення досліджуваних станцій та їх кліматичні характеристики безумовно впливають на співвідношення кількості загальної і нижньої хмарності. Так, наприклад, на станції Bellingshausen, практично вся спостережувана хмарність відноситься до нижнього ярусу, що, безумовно, є результатом впливу морського клімату та збільшеного вологовмісту повітря. На всій решті станцій основна частка хмарності, що спостерігається, відноситься до середнього та верхнього ярусів, з якими пов'язана найменша частина опадів. Особливо яскраво це помітно при порівнянні кількості загальної та нижньої хмарності на станціях Vostok, Novolazarevskaya, Molodezhnaya і Mirny. Частина з цих станцій відноситься до станцій, що знаходяться в зоні дії стокових вітрів. Режим вологовмісту повітря та його залежність від температурного режиму буде досліджена в четвертому розділі.

1.3 Сучасні кліматичні зміни Південної полярної області

В теперішній час, широко та детально обговорюються та прогнозуються зміни стану льодяного покриву Антарктики, які відбуваються [87, 99, 102, 103, 113, 114, 116, 120,]. Останні дані відносно змін розміру та об'єму льодяного панцира Антарктиди свідчать, що тільки льодяний покрив Антарктичного півострова в теперішній час демонструє відповідну реакцію на зміни клімату. Наявні свідчення про суттєве скорочення льодяного покриву у Західній Антарктиці, особливо в районі моря Амундсена [99, 103]. Дослідження, які ґрунтуються на дистанційному зондуванні, не представляють однозначних свідчень відносно балансу маси Східноантарктичного льодяного щита. Одні дослідники

повідомляють про скорочення крайової зони зледеніння [87], у той же час інші не відмічають суттєвих змін [114, 116, 119].

Таким чином, льодовиковий щит Антарктиди продовжує залишатися крупнішим та унікальнішим скупченням природного льоду на нашій планеті, яке зародилося в результаті стійкого похолодання клімату 25-26 млн. років тому. За минувший геологічний час утворився могутній льодовиковий купол з максимальною товщиною в центральній частині – 4 800 м та об'ємом – від 25 до 30 млн. км³. Утворившись та не зменшуючись за час свого існування антарктичний льодовиковий покрив завдяки своїм розмірам та запасам холоду сам став могутнім кліматоутворювальним фактором, котрий визначає радіаційні, метеорологічні, циркулярно-синоптичні умови не тільки в межах Південної полярної області Південної півкулі, але й всієї Планети, оскільки є в теперішній час зоною інтенсивного стоку енергії (при альбедо підстильної сніжної поверхні до 90-95%) у Світовий простір. Іншими словами, Антарктичний льодовиковий купол являється планетарним холодильником та відповідно могутнім центром дії атмосфери, який визначає багато рис баричної топографії, циркуляції повітряних мас у Південній полярній області та особливості температурно-вологісного режиму не тільки тропосфери а й нижньої стратосфери з характерним інверсійним розподілом температури в прольотному шарі до 80 км. В силу цих умов, над Антарктидою протягом усього року переважає могутній антициклонльний вихор в системі приполюсного циркуляційного осередку з переважно низхідними вертикальними потоками вихолодженого сухого та щільного повітря. В приземному шарі це повітря набуває горизонтальної складової та визначає зародження стокових (катабатичних) вітрів, які радіально розповсюджуються від району Південного полярного плато до узбережжя континенту.

В силу перерахованих рис природи Антарктиди, вона представляє собою важливу структурну ланку загальнопланетарної кліматичної системи та сама по собі визначає регіональну кліматичну систему з усіма відмітними

особливостями балансу тепла та вологи, масоенергообміну з суміжними океанічними просторами та могутнього впливу на них.

Умови існування Антарктичного льодовикового щита забезпечують в напрямку від центру льодяного покриву до його кромки: зменшення прямої та сумарної радіації, збільшення поглиненої радіації, зростання значень радіаційного балансу (від від'ємних значень), підвищення температури повітря, збільшення вологовмісту повітря та збільшення випаровування та конденсації.

Умови акумуляції визначаються режимом твердих гравітаційних опадів, які на більшій частині Антарктиди дорівнюють акумуляції. Крім того в суму акумуляції входять наростаючі опади, кількість яких коливається в значних межах (від 6-10 до 50%) від загальної суми, в залежності від ступеня океанічності клімату та вологовмісту повітряних мас. За даними [48, 49, 63] наростаючі опади в районі Антарктичного півострова складають до 50% загальної суми опадів, а в глибинних районах континенту – не більш 10 %.

Відомо, що зміни річного балансу маси льодовика тісно пов'язані з кліматом, та, перш за все, зі змінами атмосферної циркуляції та аномаліями опадів і температури повітря. При цьому не завжди вдається виділити чіткі закономірності. Наприклад, підвищення середньорічної температури повітря збільшує абляцію та відповідно зменшує річний баланс маси. Однак при цьому може збільшуватись кількість твердих опадів, що призведе до збільшення балансу. Такі випадки спостерігались на льодовиках в південній частині Норвегії та в найбільш зволжених районах Альп. Для Антарктиди зміни річного балансу маси льодовикового покриву завжди пов'язані зі змінами атмосферної циркуляції, та аномаліями опадів і температури повітря.

Іншими словами, існує взаємозв'язок зледеніння з атмосферою, сушею та океаном. Найбільш мінлива атмосфера. З нею пов'язані сезонні зміни розмірів та форми льодовиків, циклічні короточасні та більш тривалі коливання льодовиків. Є багато факторів, які вказують на ритмічний характер коливань льодовиків, пов'язаний з сонячними циклами. Ці цикли й пов'язані з ними

кліматичні коливання впливають на інтенсивність наступання та відступання льодовиків, причому спостерігається істотна інерція в проявленні впливу атмосфери на коливання льодовиків, що часто затрудняє встановлення взаємозв'язку поведінки льодовиків з коливаннями клімату. Крім цього, труднощі виникають внаслідок накладення коливань з різними кліматичними періодами.

Зафіксований пов'язаний з сонячною радіацією цикл змін клімату з періодом 2,5 тис. років, що вплинув на поведінку багатьох льодовиків. У відповідності з ним холодні фази були 7,8; 5,3; 2,8 тис. та 300 років тому. При цьому не всі фази проявлялись однаково. В період 8-5 тис. років тому середні температури повітря були вище сучасних, що сприяло зменшенню зледеніння. 5-3 тис. років тому спостерігалось зниження глобальних температур та збільшення зледеніння. X-XII ст. нашої ери характеризувалися відносно теплим кліматом (цей період іноді називають другим кліматичним оптимумом голоцену). В цей та подальший час спостерігалися короткочасні коливання зледеніння з 11-, 22-, 35- та 80-річними циклами, які вплинули на інтенсивність наступання льодовиків під час малого льодовикового періоду та на інтенсивність відступання льодовиків в останньому сторіччі.

Ідея автоколивань зледеніння в системі земна поверхня-атмосфера як основного механізму чергування льодовикових епох була висловлена в 1930 р. капітаном дальнього плавання Е.С. Гернетом. Згідно запропонованої ним теорії, розповсюдження льодовиків не обов'язково повинне бути пов'язане зі змінам клімату під впливом якихось зовнішніх причин, а самі льодовики в ході свого розвитку можуть змінювати клімат. Збільшення площі зледеніння призводить до зменшення кількості тепла, яке отримує Земля унаслідок збільшення альбедо на покритих снігом та льодом територіях, що викликає зниження температури земної поверхні і повітря та сприяє подальшому розширенню зледеніння, поки не почне відчуватися дефіцит атмосферної вологи, яка забезпечує живлення льодовиків. Е.С. Гернет стверджував, що льодовикові явища в планетарному

масштабі є частковий перехід Землі із стану без льоду в стан зледенілий та що лід, розповсюдившись на Землі, сам в собі містить причину свого збереження [20].

Враховуючи, що основним джерелом живлення льодовикового щиту Антарктиди є опади, особливо важливим являється питання моніторингу кількості опадів в Південній полярній зоні. Наростаючі опади за своєю абсолютною величиною приблизно дорівнюють возгонці (випаровуванню) снігу при від'ємних, а тим паче додатних температурах повітря (без переходу через рідку фазу). Тому, при розрахунках водного-льодового балансу, вони врівноважуються.

Просторовий розподіл опадів, практично рівний акумуляції, представлений на рис. 1.8. Аналіз швидкості акумуляції снігу показав, плямистість в розподілі даної характеристики [63].

На півночі Антарктичного півострова випадає від 2 000 до 3 000 мм, в центрі материка – до 35-50 мм, на узбережжі опадів випадає від 500-600 до 900-1000 мм за рік, на шельфових льодовиках – від 250 до 400 мм за рік [1, 8, 21, 22, 24]. На умови акумуляції суттєво впливає режим вітру та заметілевий перенос снігу, особливо інтенсивний на схилах Антарктичного льодовикового щита, поблизу узбережжя. В умовах суттєвого розчленування рельєфу, наприклад в районі Антарктичного півострова, відкладення та перерозподіл опадів на вивідних льодовиках залежать від місцевих вітрів, особливо теплих вітрів Тихоокеанського узбережжя, які характеризуються значною кількістю опадів (в тому числі рідких) та найбільш м'яким та вологим океанічним кліматом [3, 21-23, 72].

В результаті узагальнених кількісних оцінок основних показників гляціальних та гляціокліматичних процесів та режиму антарктичного льодовикового покриву вирисовується наступна картина. Протягом плейстоцену, зледеніння Антарктиди змінювалось тільки в сторону аградації [15, 25, 62]. Спостережувана у XX-XXI столітті зміна кромки льодовикового

щита, яка притаманна його сучасному режиму, коливається біля деякого середнього положення в місцях розвитку шельфових та крупних вивідних льодовиків. Сучасні кліматичні зміни, які проявляються в потеплінні, будуть мати наслідки для антарктичної атмосфери у вигляді збільшення температури повітря та його вологовмісту. Як наслідок, збільшення вологовмісту повітря призведе до збільшення кількості опадів над Антарктидою. Наступним етапом кліматичних змін буде зростання прихідної частини масбалансу Антарктичного льодовикового щита, за рахунок випадання та акумуляції гравітаційних та наростаючих опадів, що в свою чергу призведе до збільшення швидкості витрат льодовикового матеріалу в процесі його сповзання з берега в море та відколу крупних айсбергів.

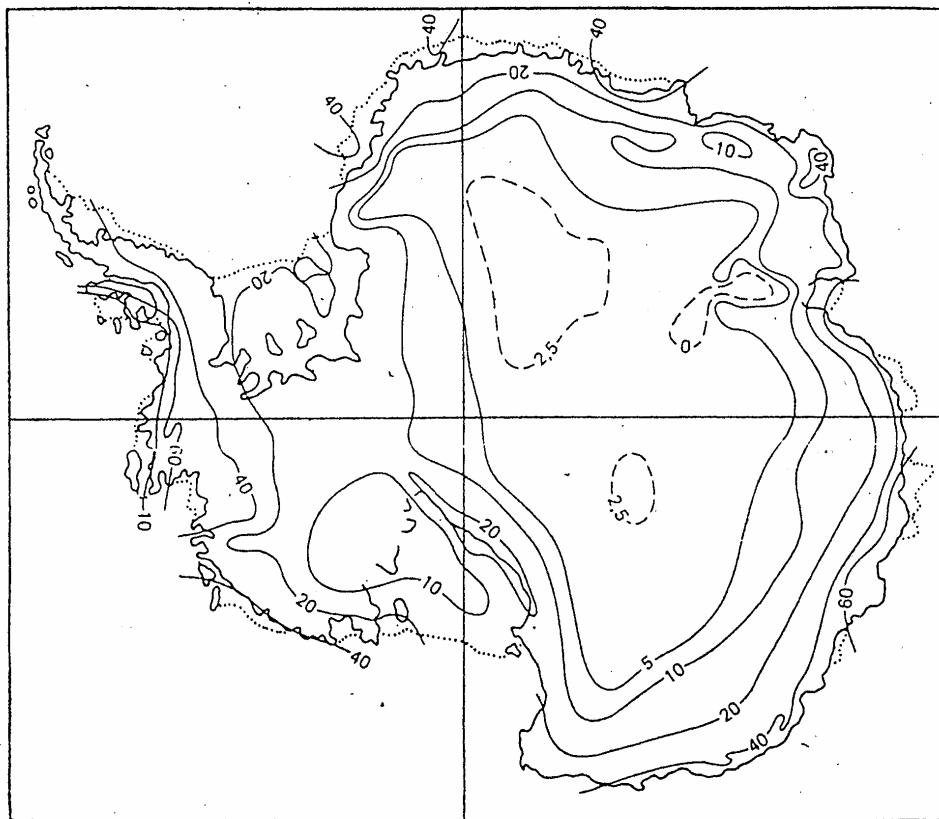


Рис. 1.8 Швидкість акумуляції снігу, г/см^2 за рік [63].

Тому, вивчення динаміки змін температурно-вологісного режиму тропосфери Південної полярної області має величезне прикладне значення для гляціальних систем полярних районів та прогнозу їх майбутніх змін. Більш

детальні дослідження температурно-вологісного режиму Південної полярної області представлені в третьому та четвертому розділах роботи.

Висновки розділу:

- Завдяки своєрідному поєднанню географічних умов з особливими умовами атмосферної циркуляції і радіаційними чинниками над територією Антарктиди формуються три основні кліматичні зони, які нагадують висотні кліматичні зони в інших високогірних областях земної кулі.

- Наявність цих зон підтверджується також характером снігонакопичення та розподілом на території Антарктиди складових радіаційного і теплового балансів, особливим розподілом метеорологічних елементів на території Антарктиди як протягом всього року, так і по сезонах.

- Основна увага в Антарктиці надається визначенню накопичення опадів, а не обліку їх випадання, це необхідно для моніторингу балансу маси льодовикового щита. Умови акумуляції визначаються режимом твердих гравітаційних опадів.

- Накопичення твердих опадів на материку пов'язане з формуванням хмарності, для якої характерна сезонна мінливість, для нижньої хмарності ця характеристика виражена більш яскраво. Максимальні значення хмарності, як загальної так і нижньої, спостерігаються на станції Bellingshausen, яка знаходиться на шляху переміщення циклонів Східно-Тихоокеанської та Південно-Американської гілок.

- Аналіз режиму хмарності показав, що мінімальними значеннями як загальної, так нижньої хмарності характеризується Антарктичне плато, а максимальними – Антарктичний півострів. Дослідження просторового розподілу відношення середньої кількості хмар нижнього ярусу до загальної кількості хмар S (%) дозволило виявити, що сезонна мінливість S (%) дуже слабка: максимальні значення характерні для Антарктичного півострова, а

мінімальними характеризується район Антарктичного плато та Східна Антарктида.

- Сучасні кліматичні зміни, які проявляються в потеплінні, будуть мати наслідки для антарктичної атмосфери у вигляді збільшення температури повітря та його вологовмісту, як наслідок, збільшення вологовмісту повітря призведе до збільшення кількості опадів над Антарктидою. Наступним етапом кліматичних змін буде зростання прихідної частини масбалансу Антарктичного льодовикового щита. Тому, вивчення динаміки змін температурно-вологісного режиму тропосфери Південної полярної області має величезне прикладне значення для гляціальних систем полярних районів та прогнозу їх майбутніх змін.

РОЗДІЛ 2

ВИХІДНА ІНФОРМАЦІЯ ТА МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ

2.1 Характеристика вихідної інформації

В якості матеріалу дослідження використовувались середньомісячні значення температури повітря, відношення суміші, напрямку та швидкості вітру станцій Антарктиди. Оскільки метою роботи є дослідження та аналіз температурно-вологісного режиму Антарктичного материку, то для дослідження були використані всі доступні дані по всіх існуючих або коли-небудь існувавших станціях, які проводили на Антарктичному материку кліматичний моніторинг атмосфери.

Для виявлень характерних тенденцій, властивих температурно-вологісному режиму різних районів Антарктиди використовувалися дані по 39 Антарктичним станціям (табл. 2.1):

- для дослідження статистичних характеристик приземної температури повітря використовувались дані приземної температури повітря на 34 антарктичних станціях;

- для дослідження динаміки аномалій середньомісячної температури повітря використовувались дані приземної температури повітря на 29 антарктичних станціях;

- для кореляційного аналізу між середньомісячними значеннями приземної температури повітря та SOI використовувались вихідні дані по приземній температурі повітря на 31 антарктичній станції;

- для аналізу статистичних характеристик аномалій середньорічних коливань температури тропосфери Антарктиди використовувались дані радіозондування атмосфери на 15 антарктичних станціях;

Таблиця 2.1

Характеристика станцій Антарктичного материка

№ з/п	Назва станції	Географічні координати		Висота над рівнем моря
		широта	довгота	
1	Macquarie island	54,5S	158,9E	8m
2	Orcadas	60,7S	44,7W	6m
3	Ferraz	62,1S	58,4W	20m
4	Jubany	62,2S	58,6W	4m
5	King Sejong	62,2S	58,7W	11m
6	Bellingshausen	62,2S	58,9W	16m
7	Marsh	62,2S	58,9W	10m
8	Great Wall	62,2S	59,0W	10m
9	Arturo Prat	62,5S	59,7W	5m
10	Deception	63,0S	60,7W	8m
11	O Higgins	63,3S	57,9W	10m
12	Esperanza	63,4S	57,0W	13m
13	Marambio	64,2S	56,7W	198m
14	Faraday\ Vernadsky	65,4S	64,4W	11m
15	Casey	66,3S	110,5E	42m
16	Mirny	66,5S	93,0E	30m
17	Dumont Durville	66,7S	140,0E	43m
18	Rothera	67,5S	68,1W	32m
19	Mawson	67,6S	62,9E	16m
20	Molodezhnaya	67,7S	45,9E	40m
21	Adelaide	67,8S	68,9W	26m
22	San Martin	68,1S	67,1W	4m
23	Davis	68,6S	78,0E	13m
24	Syowa	69,0S	39,6E	21m
25	Progress	69,2 S	76,2E	64m
26	Zhongshan	69,4S	76,4E	18m
27	Leningradskaia	69,5S	159,4E	304m
28	Sanae	70,3S	2,4 W	62m
29	Neumayer	70,7S	8,4W	50m
30	Novolazarevskaya	70,8S	11,8E	119m
31	Asuka	71,5S	24,1E	931m
32	Russkaya	74,8S	136,9W	124m
33	Halley	75,5S	26,4W	30m
34	Terra Nova Bay	75,5S	163,0E	0m
35	Belgrano II	77,9S	34,6W	256m
36	McMurdo	77,9S	166,7E	24m
37	Scot Base	77,9S	166,7E	16m
38	Vostok	78,5S	106,9E	3490m
39	Amundsen-Scott	90,0S	0,0E	2835m

– для порівняльного аналізу динаміки температури повітря у тропосфері Антарктиди використовувались дані радіозондування атмосфери на 12 антарктичних станціях;

– для дослідження інтегрального вологовмісту та перенесень вологи в атмосфері Антарктиди використовувались дані по швидкості вітру та відношенню суміші на стандартних ізобаричних поверхнях, отримані за допомогою радіозондування атмосфери на 13 антарктичних станціях.

У таблиці 2.1 представлені всі станції, які були використані, а також основні параметри цих станцій: географічна широта, довгота та висота на рівнем моря. Як бачимо, вибрані для дослідження станції, є в основному береговими, мають невеликі висоти над рівнем моря і лише деякі з них розташовані на висотах, перевищуючих 100 м.

Станції розташовані по збільшенню широти, що дозволяє прослідити зміну температурного режиму на Антарктичному материку не тільки в часовому ході, але і в просторі. Що стосується періодів спостережень, то тут можна сказати, що тривалість більшості рядів склала від 20 до 60 років.

В роботі також був використаний кліматичний показник, який є у вільному доступі на сайті (<http://data.oceaninfo.ru/applications/indexes/index.jsp>) – індекс Південного колювання (SOI), який являє собою стандартизовану різницю нормалізованих середньомісячних аномалій тиску на станціях Таїті (Тихий океан) і Дарвін (Австралія) – NCAR, Boulder, USA.

За цим індексом проводиться ідентифікація явища Ель-Ніньо – Південне колювання (ЕНПК), яке має періодичність від 2 до 7 років. Наслідки цього колювання проявляються у вигляді значних кліматичних аномалій у різних районах Землі. Для визначення фази ЕНПК застосовують критерій згідно якого впродовж п'яти і більше місяців п'ятимісячні середні значення SOI по модулю повинні перевищувати 0,5.

2.2 Методи дослідження

2.2.1 Кореляційний аналіз досліджених параметрів

Функціональною залежністю між двома випадковими величинами називається така залежність, коли можливому значенню однієї випадкової величини відповідає тільки одне значення іншої [74]. Стохастичним називають такий зв'язок між випадковими величинами, коли зміна однієї з них приводить до зміни закону розподілу іншої [74]. Стохастичний зв'язок між двома випадковими величинами спостерігається, наприклад, коли існують загальні випадкові фактори, що впливають як на одну, так і на другу величину поряд з іншими неоднаковими для обох величин випадковими факторами. Наприклад, якщо Y є деяка функція від випадкових величин $z_1, z_2, \dots, z_m, u_1, u_2, \dots, u_k$:

$$Y = f(z_1, z_2, \dots, z_m, u_1, u_2, \dots, u_k),$$

а X – функція від тих же випадкових величин z_1, z_2, \dots, z_m і деякої сукупності інших випадкових величин u_1, u_2, \dots, u_k :

$$X = \varphi(z_1, z_2, \dots, z_m, u_1, u_2, \dots, u_k),$$

то залежність між випадковими величинами X і Y буде стохастичною.

Найбільш важливі особливості стохастичного зв'язку виявляються у тих змінюваннях, які зазнає центр умовного розподілу однієї величини при змінюванні іншої. Якщо припустити, що умовний розподіл є нормальним з щільністю ймовірності

$$f\left(\frac{y}{x}\right) = \frac{1}{\sigma_{y/x}\sqrt{2\pi}} \exp\left[-\frac{(y - m_{y/x})^2}{2\sigma_{y/x}^2}\right], \quad (2.1)$$

де

$m_{y/x} = M\left[\frac{Y}{X=x}\right]$ – умовне математичне сподівання, а

$\sigma_{y/x}^2 = M\left\{\left[y - m_{y/x}\right]^2\right\}$ – умовна дисперсія, то центром розподілу є умовне

математичне сподівання [74].

Отже, якщо при змінюванні однієї з випадкових величин змінюється умовне математичне сподівання іншої, то такий зв'язок між цими випадковими величинами називається кореляційним. Кореляційну залежність можна трактувати як функціональну залежність умовного математичного сподівання однієї випадкової величини від значення іншої:

$$m_{y/x} = f(x). \quad (2.2)$$

Функцію $f(x)$ називають функцією регресії величини Y на (по) X . Рівняння (2.2) називається рівнянням регресії. Можна розглядати і кореляційний зв'язок між величинами X та Y , а саме:

$$m_{x/y} = \varphi(y). \quad (2.3)$$

Треба мати на увазі, що на основі вибірок випадкових величин:

$$X: x_1, x_2, \dots, x_i, \dots, x_n$$

та

$$Y: y_1, y_2, \dots, y_i, \dots, y_n$$

(2.4)

ми можемо отримати лише оцінки відповідних умовних математичних сподівань, якими є умовні середні значення:

$$\hat{m}_{y/x} = \bar{Y}/X = x = \bar{y}(x); \quad \hat{m}_{x/y} = \bar{X}/Y = y = \bar{x}(y). \quad (2.5)$$

Їм відповідають оціночні рівняння регресії:

$$\bar{y}(x) = \hat{f}(x); \quad (2.6)$$

$$\bar{x}(y) = \hat{\phi}(y). \quad (2.7)$$

Кореляційні зв'язки між випадковими величинами характеризуються формою та тісністю. Що стосується форми кореляційного зв'язку між двома випадковими величинами, то дуже часто реалізуються зв'язки, що описуються: лінійними рівняннями регресії: [74]

$$\bar{y}(x) = ax + b, \quad (2.8)$$

де a і b – коефіцієнти цього рівняння.

Крім лінійної кореляційної залежності (прямої чи оберненої) зустрічаються нелінійні кореляційні зв'язки, які відбиваються відповідними рівняннями регресії:

– параболічним:

$$\bar{y}(x) = a_0 + a_1x + a_2x^2; \quad (2.9)$$

– показниковим:

$$\bar{y}(x) = ab^{cx}, \quad (2.10)$$

частинним випадком якого є експоненціальне рівняння регресії:

$$\bar{y}(x) = ae^{bx}; \quad (2.11)$$

– гіперболічним:

$$\bar{y}(x) = \frac{a}{x^b}. \quad (2.12)$$

Кореляційний зв'язок може бути прямим і оберненим. Якщо при збільшенні (зменшенні) однієї випадкової величини відбувається збільшення (зменшення) іншої, то такий зв'язок називають прямим. Коли збільшенню (зменшенню) однієї випадкової величини відповідає зменшення (збільшення) іншої, то це свідчить про обернений зв'язок між цими випадковими величинами [74]. Якісне уявлення про тісноту та форму кореляційного зв'язку між величинами X і Y можна отримати, побудувавши кореляційний графік (діаграму розсіювання точок або поле кореляції) на площині в координатах $(x; y)$. Якщо точки з координатами $(x_i; y_i)$ тісно групуються біля деякої осередненої лінії, то це свідчить про те, що кореляційний зв'язок є тісним. Чим більшим є розкид точок на графіку, тим слабкішим є кореляційний зв'язок. Щоб мати уявлення про кількісну міру тісноти кореляційного зв'язку використовують кореляційне відношення. Якщо розглядати у загальному плані змінювання випадкової величини Y , то на величину Y крім величини X можуть діяти й інші випадкові величини. Тому дисперсія випадкової величини Y , яку називають повною дисперсією (σ_y^2), складається з двох частин:

$$\sigma_y^2 = \sigma_{y/x}^2 + \delta_{y/x}^2. \quad (2.13)$$

Член

$$\sigma_{y/x}^2 = M \left\{ [y - \bar{y}(x)]^2 \right\} \quad (2.14)$$

характеризує розсіювання точок на кореляційному графіку відносно лінії регресії, тобто відбиває вплив інших діючих факторів на випадкову величину Y . Другий член рівняння (2.13)

$$\delta_{y/x}^2 = M \left\{ [\bar{y}(x) - m_{y/x}]^2 \right\} \quad (2.15)$$

є мірою розсіювання вибірових ліній регресії $\bar{y}(x) = \hat{f}(x)$ відносно генеральної лінії регресії $m_{y/x} = f(x)$ і характеризує саме вплив випадкової величини X на випадкову величину Y [74].

Параметр

$$\eta_{y/x}^2 = \frac{\delta_{y/x}^2}{\sigma_y^2} \quad (2.16)$$

є показником тісноти кореляційного зв'язку між випадковими величинами Y та X . Він носить назву кореляційного відношення. Всі можливі значення кореляційного відношення визначаються виразом:

$$0 \leq \eta_{y/x}^2 \leq 1. \quad (2.17)$$

Чим ближчим є значення кореляційного відношення до одиниці, тим тіснішим є кореляційний зв'язок між випадковими величинами X та Y , і навпаки. Статистична оцінка кореляційного відношення знаходиться на основі оцінок розглянутих вище складових повної дисперсії:

$$S_{y/x}^2 = \hat{\sigma}_{y/x}^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [y_i - \bar{y}(x_i)]^2; \quad (2.18)$$

$$\hat{\delta}_{y/x}^2 = \frac{1}{k} \sum_{j=1}^k [\bar{y}_j(x) - \bar{y}]^2; \quad (2.19)$$

$$\hat{\eta}_{y/x}^2 = \frac{\hat{\sigma}_{y/x}^2}{S_y^2}, \quad (2.20)$$

де

$$S_y^2 = S_{y/x}^2 + \hat{\delta}_{y/x}^2. \quad (2.21)$$

Якщо кореляційний зв'язок між величинами Y та X є лінійним, то кореляційне відношення вироджується у параметр r_{xy}^2 , який називається коефіцієнтом детермінації [74].

Параметр

$$r_{xy} = \sqrt{r_{xy}^2} \quad (2.22)$$

називається коефіцієнтом кореляції і розраховується на основі статистичних сукупностей (2.4) за формулою:

$$r_{xy} = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{n \cdot S_x \cdot S_y}. \quad (2.23)$$

Він може приймати значення із множини

$$-1 \leq r_{xy} \leq 1. \quad (2.24)$$

Коефіцієнт кореляції характеризує степінь наближення кореляційного зв'язку між випадковими величинами X та Y до лінійної функціональної залежності. Додатні значення коефіцієнта кореляції ($r_{xy} > 0$) позначають наявність прямого лінійного зв'язку між випадковими величинами X і Y . Обернений лінійний кореляційний зв'язок характеризується від'ємними значеннями коефіцієнта кореляції ($r_{xy} < 0$). Чим більшим за модулем є коефіцієнт кореляції $|r_{xy}|$, тим тіснішим буде лінійний кореляційний зв'язок між випадковими величинами, і навпаки. Якщо $r_{xy} = 0$, то це означає, що лінійний кореляційний зв'язок між величинами X і Y відсутній, але це не означає, що відсутнім є кореляційний зв'язок іншої форми.

2.2.2 Взаємний спектральний аналіз досліджених параметрів

Спектральний аналіз є одним із важливих методів статистичного дослідження випадкових часових рядів. Він всебічно використовується в різних галузях науки та техніки, у тому числі в гідрометеорології для фізико-статистичного моделювання складних атмосферних процесів [26].

Важливою вимогою використання цього методу при дослідженнях евквідістантних часових рядів є стаціонарність випадкових послідовностей. Спектральний аналіз дає можливість отримати важливі характеристики статистичної структури часових гідрометеорологічних рядів, які є, як відомо, випадковими. Він дозволяє детально визначити особливості розвитку атмосферних процесів, встановити важливі взаємозв'язки між різними їх сторонами. Відомо, що властивості випадкових функцій визначаються їх ймовірнісними характеристиками. Автоковаріаційна $K_x(t_i; t_j)$ та автокореляційна $R_x(t_i; t_j)$ функції дають можливість встановити характер взаємозв'язку між різними перерізами випадкової функції $X(t)$. Якщо треба дослідити взаємозв'язок між двома випадковими функціями, наприклад, $X(t)$ та $Y(t)$, то його характер визначають взаємна коваріаційна – $K_{xy}(t_i; t_j)$ та взаємна кореляційна – $R_{xy}(t_i; t_j)$ функції. При спектральному розкладенні випадкової функції можна отримати спектр функції, тобто представлення її сумою гармонічних коливань, які мають різні амплітуди гармонік. Важливою характеристикою випадкового процесу є спектральна щільність, яка визначає щільність розподілу дисперсії гармонічних коливань у залежності від частоти та виступає енергетичним спектром випадкової функції. Для системи стаціонарних випадкових процесів $X_1(t), X_2(t), \dots, X_n(t)$, крім спектральних щільностей $S_{x_i}(\omega)$ кожного процесу, розглядаються й взаємні спектральні

щільності $S_{x_i x_j}(\omega)$, які є перетвореннями Фур'є від відповідних взаємних коваріаційних функцій [26]:

$$S_{x_i x_j}(\omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} K_{x_i x_j}(\tau) e^{-i\omega\tau} d\tau. \quad (2.25)$$

Якщо використати відому формулу Ейлера, отримаємо:

$$S_{x_i x_j}(\omega) = C_{x_i x_j}(\omega) - iQ_{x_i x_j}(\omega), \quad (2.26)$$

$$C_{x_i x_j}(\omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} K_{x_i x_j}^{(+)}(\tau) \cos \omega\tau d\tau \quad (2.27)$$

називається ко-спектром, а функція

$$Q_{x_i x_j}(\omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} K_{x_i x_j}^{(-)}(\tau) \sin \omega\tau d\tau \quad (2.28)$$

квадратурним спектром випадкових процесів $X_i(t)$ та $X_j(t)$.

Ко-спектр є парною функцією [26]. Ко-спектр характеризує розкладання по частотах енергії синхронної взаємодії процесів $X_i(t)$ та $X_j(t)$. Квадратурний спектр $Q_{x_i x_j}(\omega)$ показує внесок різних гармонік у сумарну коваріацію за умови, коли всі гармоніки часової послідовності $X_i(t)$ зсунуті по фазі на чверть періоду назад, а послідовність $X_j(t)$ залишається незмінною. Квадратурний спектр характеризує розподіл по частотах енергії несинхронної взаємодії процесів $X_i(t)$ та $X_j(t)$ [26].

Квадратурний спектр характеризує внесок у загальну взаємну кореляцію двох випадкових процесів гармонік, що в них утримуються, при зсуві фаз цих гармонік на чверть періоду. Модуль взаємної спектральної щільності:

$$|S_{x_i x_j}(\omega)| = \sqrt{C_{x_i x_j}^2(\omega) + Q_{x_i x_j}^2(\omega)} \quad (2.29)$$

називають амплітудним спектром, а функцію (2.30) фазовим спектром.

$$\psi_{x_i x_j}(\omega) = \arctg \left[\frac{Q_{x_i x_j}(\omega)}{C_{x_i x_j}(\omega)} \right] \quad (2.30)$$

При частотному зображенні процесів з'являється можливість порівняти взаємну енергію на фіксованій частоті з енергіями кожного з процесів на цій же частоті за допомогою такого співвідношення [26]:

$$\Gamma(\omega) = \frac{C_{x_i x_j}^2(\omega) + Q_{x_i x_j}^2(\omega)}{S_{x_i}(\omega) S_{x_j}(\omega)} \quad (2.31)$$

Величина

$$\gamma(\omega) = \sqrt{\Gamma(\omega)} \quad (2.32)$$

має сенс спектрального коефіцієнту взаємної кореляції процесів $X_i(t)$ та $X_j(t)$, який визначає тісноту кореляційного зв'язку між цими процесами на фіксованих частотах. Вона має назву когерентності й може приймати значення від 0 до 1. Когерентність одночасно являє собою міру стійкості різниці фаз. Якщо різниця фаз двох процесів є стійкою, $\gamma(\omega) \rightarrow 1$, якщо різниця фаз нестійка, то $\gamma(\omega) \rightarrow 0$. При визначенні міри взаємозв'язку спектральних компонентів двох процесів важливо з'ясувати, яким є співвідношення між взаємною енергією синхронної та несинхронної взаємодії, оскільки саме від характеру цієї взаємодії залежить різниця фаз коливань на фіксованій частоті. За умов $C_{x_i x_j}(\omega) \neq 0$ та $Q_{x_i x_j}(\omega) = 0$, різниця фаз коливань повинна

дорівнювати нулю, оскільки взаємозв'язок процесів буде існувати за рахунок синхронної їх взаємодії. За умов $C_{x_i x_j}(\omega) = 0$ та $Q_{x_i x_j}(\omega) \neq 0$ різниця фаз спектральних компонент дорівнює $\frac{\pi}{2}$ (чверті періоду). Це означає, що взаємозв'язок коливань відбувається тільки в результаті несинхронної взаємодії процесів $X_i(t)$ і $X_j(t)$.

У всіх інших випадках, тобто за умов $C_{x_i x_j}(\omega) \neq 0$ і $Q_{x_i x_j}(\omega) \neq 0$, різниця фаз спектральних компонентів (фазовий спектр) визначається рівнянням (2.30) [26]. Фазовий спектр визначає відставання по фазі процесу $X_j(t)$ від процесу $X_i(t)$ за умови, що величину $\psi_{x_i x_j}(\omega)$ вважають додатною від 0° до 180° і від'ємною від 180° до 360° . Зсув фаз в 0 відповідає додатній кореляції між процесами ("у фазі"), а зсув фаз в 180° – від'ємній кореляції ("у протифазі").

Інколи зручніше аналізувати фазовий зсув не в градусах, а в одиницях часу (секунда, година, доба, тиждень...). Щоб перейти до одиниць часу використовують формулу:

$$\psi_{x_i x_j}^{\tau}(\omega) = \frac{T_k}{360^\circ} \psi_{x_i x_j}^0, \quad (2.33)$$

де $\psi_{x_i x_j}^0(\omega)$ – зсув фаз між двома процесами в градусах; T_k – період коливання в одиницях часу, який відповідає частоті f_k і розраховується як:

$$T_k = \frac{N_1 \Delta t}{k}, \quad (2.34)$$

де $N_1 = 2^m$, $m = 1, 2, \dots, 3 \dots$

Дані методики використовувались для обробки рядів температурно-вологісних параметрів, а також швидкості вітру.

2.2.3 Методи визначення вологовмісту та вологопереносу в атмосфері

Вологовміст атмосфери (W) є сумарною характеристикою вологості, що показує, скільки грамів або кілограмів водяної пари в стовпі атмосфери від підстильної поверхні до вибраного верхнього рівня приходить на 1 см^2 або на 1 м^2 площі нижнього рівня. Рідкий еквівалент водяної пари, що міститься в атмосфері, дає кількість в сантиметрах або міліметрах [9, 40]. Вологовміст атмосфери в різних географічних районах залежить від кількості водяної пари в атмосфері, яка визначається температурою повітря, адвективним і турбулентним переносами вологи, а також процесами випаровування та конденсації.

Інтегральний вологовміст атмосфери в Антарктиці складається з повної кількості водяної пари, твердих кристалічних частинок, що знаходяться в атмосфері в результаті сублімації водяної пари та рідкокрапельної води, яка зустрічається вкрай рідко. Відомо, що вологовміст атмосфери може бути отриманий декількома методами. Інтегральна спектроскопічна методика з використанням сонця як джерела випромінювання вимагає достатньо складної дорогої апаратури і тому не знайшла широкого застосування на пунктах спостережень [4, 7].

Аерологічний метод дає можливість визначати запас води в атмосфері безпосередньо з прямих вимірювань вологості повітря радіозондом на різних висотах. Проте сучасні приймачі вологості дозволяють вимірювати лише водяну пару, що міститься в атмосфері, не враховуючи рідкокрапельну і кристалічну вологу. Останні компоненти оцінюються різними способами.

Вологовміст атмосфери може бути визначено також за результатами радіометричних вимірювань з космосу [5]. Радіометрична апаратура метеорологічних супутників типу «Космос» та «Природа» дозволяє по вимірюванню теплового радіовипромінювання визначати розподіл

інтегрального вмісту водяної пари і рідкокрапельну вологу в атмосфері над океанами [6]. Проте слід мати на увазі, що визначення вологовмісту атмосфери за даними радіометричних вимірювань з супутників в даний час можливе лише над водною поверхнею в певних географічних районах з достатньо великим зволоженням та в певні сезони року [5, 6]. Подібний метод з цілого ряду причин (низький вологовміст і велика розшарованість атмосфери, високе альbedo підстильної поверхні та ін.) в даний час не знайшов застосування в полярних областях. Для отримання вологовмісту атмосфери застосовується також метод розрахунку за даними про наземну вологість [51, 69]. Метеорологічний метод є простим і достатньо надійним при коректному визначенні коефіцієнтів, що враховують місцеві особливості розподілу вологості в атмосфері.

Методи розрахунку основних характеристик вологообігу були розроблені Дроздовим О.О. [40]. Нижче приведена формула розрахунку вологовмісту атмосфери і деякі зауваження щодо її використання стосовно району Антарктики. Вологовміст атмосфери розраховується з урахуванням даних на головних поверхнях гПа:

$$W = \frac{1}{g} \int_{p_0}^p q dp \quad (2.35)$$

$$W = 10(0,150r_{850} + 0,175r_{700} + 0,10r_{500} + r_{300}) \quad (2.36)$$

де W – вологовміст стовпа атмосфери в шарі 850-300 гПа, кг/м²;

r – відношення суміші, г/кг;

0,075; 0,150; 0,175; 0,10 – коефіцієнти (k^*), які характеризують частку маси атмосфери між головними поверхнями гПа.

Оскільки у формулі (2.36) розрахунок коефіцієнтів виконаний для середнього розташування висот поверхонь гПа (850 гПа-1,5 км і т. д.), виникла необхідність в уточненні цих коефіцієнтів, виходячи з реальної висоти ізобаричних поверхонь в даному районі та пори року. Це уточнення особливо важливе у нижньому шарі тропосфери, де величини вологості найбільші.

Розподіл коефіцієнтів (k^*) з висотою, який враховує частку маси реальної атмосфери між поверхнями гПа, апроксимується рівнянням [12]

$$k^* = -A + Bp \quad (2.37)$$

де A та B при будь-якому значенні тиску (p) у заданому інтервалі дорівнюють:

В шарі	1000-850 гПа	$A_1=0,425$	$B_1 = 5 \cdot 10^{-4}$
	850-700 гПа	$A_2 = 0,700$	$B_2 = 10^{-3}$
	700-500 гПа	$A_3 = 0,438$	$B_3 = 875 \cdot 10^{-4}$

Використання цих коефіцієнтів, які наведені в таблиці 2.2, особливо у районах, де величини наземного тиску суттєво відрізняються від 1000 гПа, дозволяє уникнути значних погрешностей у розрахунках вологовмісту атмосфери над пунктом [9, 12]. З усіх процесів атмосферного вологообігу перенесення вологи в атмосфері є наймогутнішим у значенні залучення в нього маси води і значною мірою визначає гідрометеорологічний режим і водний баланс атмосфери та суші [9, 41, 44, 50]. Вищесказане відноситься і до південної полярної області.

Таблиця 2.2

Значення коефіцієнту k^*

Р, гПа	k^*	Р, гПа	k^*	Р, гПа	k^*	Р, гПа	k^*	Р, гПа	k^*
1000	0,075	895	0,022	790	0,090	685	0,162	580	0,067
995	0,072	890	0,020	785	0,085	680	0,157	575	0,062
990	0,070	885	0,018	780	0,080	675	0,152	570	0,058
985	0,068	880	0,015	775	0,075	670	0,148	565	0,054
980	0,065	875	0,012	770	0,070	665	0,144	560	0,049
975	0,062	870	0,010	765	0,065	660	0,139	555	0,044
970	0,060	865	0,008	760	0,060	655	0,134	550	0,040
965	0,058	860	0,005	755	0,055	650	0,130	545	0,036
960	0,055	855	0,002	750	0,050	645	0,126	540	0,031
955	0,052	850	0,150	745	0,045	640	0,121	535	0,026
950	0,050	845	0,145	740	0,040	635	0,116	530	0,022
945	0,048	840	0,140	735	0,035	630	0,112	525	0,018
940	0,045	835	0,135	730	0,030	625	0,108	520	0,013
935	0,042	830	0,130	725	0,025	620	0,103	515	0,008
930	0,040	825	0,125	720	0,020	615	0,098	510	0,004
925	0,038	820	0,120	715	0,015	610	0,094	505	0,001
920	0,035	815	0,115	710	0,010	605	0,090	500	0,100
915	0,032	810	0,110	705	0,005	600	0,085		
910	0,030	805	0,105	700	0,175	595	0,080		
905	0,028	800	0,100	695	0,170	590	0,076		
900	0,025	795	0,095	690	0,166	585	0,072		

Якщо власний вміст водяної пари в атмосфері малий, то кількість вологи, яка циркулює, досягає достатньо великих значень. Останніми роками отримали широке розповсюдження методи кількісної оцінки переносу маси тепла, вологи та інших субстанцій в атмосфері. Перенос вологи включає: горизонтальні потоки, які визначаються з урахуванням напрямів переміщення повітряних мас та проноси вологи, які показують кількість вологи, що циркулює з урахуванням модуля середньої швидкості. В кількісній оцінці перенесень вологи особлива роль належить горизонтальним потокам водяної пари, що характеризують енергетичний та водний баланс атмосфери і мають велике значення у формуванні клімату. Баланс горизонтальних потоків вологи є однією з найважливіших характеристик вологообігу окремих районів, океанів, материків та земної кулі в цілому [9, 40]. Повні горизонтальні потоки розраховуються за щоденними даними і підрозділяються на середні (впорядковані) і пульсаційні (макروتурбулентні).

Середній потік вологи, обумовлений впорядкованим середнім рухом частинок, визначається за середньомісячними характеристиками вологості повітря і вітру, причому складає, як правило, головну частину в повному потоці. Проте потік пульсації (макروتурбулентний) вологи, обумовлений наявністю вихорів в атмосфері, робить певний внесок в складові горизонтального макрообміну [27, 43]. Оцінка цього потоку вологи (пов'язаного з великомасштабними рухомими збуреннями) в повному потоці одночасно визначає і точність розрахунків середнього потоку. Облік макротурбулентного потоку вологи необхідний і при розрахунках дивергенції водяної пари. На практиці частіше за все макротурбулентний потік одержують як різницю повного і середнього горизонтальних потоків вологи. Інтегральний потік вологи в обраному стовпі атмосфери складається з суми переносів водяної пари за шарами. Внесок кожного шару визначається за допомогою вагових коефіцієнтів k^* , які враховують частку маси атмосфери між поверхнями $h_{Па}$ або товщиною шару Δh між обраними рівнями.

Крім результуючих потоків вологи для вирішення цілого ряду питань необхідно знати кількість вологи що проноситься з урахуванням тільки модуля швидкості або інтенсивність вологи, яка циркулює в атмосфері незалежно від напрямку потоку. Розрахунок перенесень (проносів) вологи виконувався по методу О.О. Дроздова, що знайшов широке застосування в дослідженні вологообігу над європейською частиною СРСР, Сибіром і Дальнім Сходом в 50-60-ті роки [40, 69, 73]. Пронеси вологи визначалися за формулою (2.38):

$$\nu_{(\omega)} = 10(0,150r_{850}\nu_{850} + 0,175r_{700}\nu_{700} + 0,10r_{500}\nu_{500} + r_{300}\nu_{300}) \quad (2.38)$$

де $\nu_{(\omega)}$ – пронос вологи над станцією, кг/м·с;

ν_{850}, ν_{700} і т.д. – модуль середньої швидкості вітру на поверхнях гПа, м/с.

Висновки розділу:

- Оскільки метою роботи є дослідження та аналіз температурно-вологісного режиму Антарктичного материку, то для аналізу були використані всі доступні дані по станціям, які проводили на Антарктичному материку кліматичний моніторинг атмосфери. Використовувалися дані по 39 Антарктичним станціям для виявлення характерних тенденцій, властивих температурно-вологісному режиму різних районів Антарктиди; для досліджень статистичних характеристик приземної температури та її динаміки використовувались дані по 34 та 29 станціям відповідно; для аналізу змін температури тропосфери використовувались дані 15 станцій. Дослідження інтегрального вологовмісту та перенесень вологи виконувалось за методом О.О. Дроздова за даними радіозондування 13 станцій.

- Для виявлення взаємозв'язку досліджених параметрів використовувалась методика кореляційного та взаємного спектрального аналізів та значення індексу Південного коливання.

РОЗДІЛ 3

СУЧАСНІ ЗМІНИ ТЕРМІЧНОГО РЕЖИМУ ТРОПОСФЕРИ АНТАРКТИКИ

3.1 Особливості багаторічних змін приземної температури повітря в Антарктиді

Останніми роками в обох полярних районах Землі – Арктиці та Антарктиці, спостерігаються явні ознаки впливу процесів, викликаних змінами клімату – глобальним потеплінням [18, 32, 34, 35, 38, 45, 52, 60, 75, 78, 83, 85, 89, 90, 92, 93, 95, 101, 104, 106, 107, 108, 109, 111-113, 118].

Згідно, неофіційного перекладу розділу 15 робочої групи 2 четвертої оціночної доповіді міжурядової групи експертів по змінам клімату (МГЕЗК) [75] протягом XX століття температури повітря над обширними територіями Арктичного регіону підвищилися місцями на величину до 5,0°C, в другій половині XX століття спостерігається потепління на Антарктичному півострові та на окремих берегових станціях Антарктичного материка до 2,5°C [18, 52, 85]. Прямі інструментальні вимірювання дають уявлення про просторову неоднорідність зміни температурного режиму в Антарктиці. В антарктичних регіонах зафіксовані найбільші рівні виявлення ознак глобального потепління. Реальний вплив пов'язаних зі змінами клімату процесів показує глибоку регіональну різницю як в самих полярних регіонах, так і між ними – при значній складності цих взаємодій [75, 85, 101, 104, 106, 107, 111, 112]. Прямі інструментальні виміри, до яких відноситься радіозондування атмосфери дають інформацію про просторову неоднорідність змін температурного режиму в Антарктиді. Якщо розглядати реєстрацію температури на кожній станції окремо, можна зробити деякі висновки про їх відповідність глобальному тренду

потепління [95, 101], але в той же час немає підтверджених даних про «загальноантарктичне» підвищення температури повітря. Крім того, в останній час деякі субантарктичні острови відчули значний вплив змін клімату, що призвело до змін, які торкнулися різних компонентів навколишнього середовища. Тому, однією з цілей роботи являється постійний безперервний моніторинг режиму температури повітря на станціях Антарктиди та Антарктичного півострова з островами. В Антарктиді за межі Південного полярного кола виходить тільки Антарктичний півострів, який тягнеться майже до південного краю Південної Америки. В двох місцях берегова лінія материка вдається далеко на південь, утворюючи море Роса в Тихоокеанському та море Веделла в Атлантичному секторах. Завдяки своєрідному поєднанню географічних умов (перш за все великої висоти над рівнем моря та характеру рельєфу) з особливими умовами атмосферної циркуляції і радіаційними чинниками над територією Антарктиди формуються [46, 67, 72], як зазначалося вище, три основні кліматичні зони:

1. Внутрішньоматерикова високогірна кліматична зона, яка займає всю центральну територію Антарктичного плато та обмежується ізогією 3000-3200 м над рівнем моря.

2. Кліматична зона льодовикового схилу, розташована на північ від внутрішньоматерикової зони і оперізує Антарктиду широкою (700-800 км) смугою. Північна межа цієї зони співпадає з ізогією 300-500 м над рівнем моря та місцями підходить майже до самого узбережжя.

3. Прибережна кліматична зона, що оздоблює узбережжя Антарктиди переважно у вигляді вузької льодовикової смуги, включаючи також вивідні і шельфові льодовики, припай, прибережні острови та оазиси. Клімат прибережної зони не відрізняється однорідністю. В цій зоні можна виділити три кліматичні підзони:

- а) райони узбережжя, схильні впливу стокових вітрів;

б) райони узбережжя, що знаходяться зовні впливу стоку (льодовикові шельфи, припай і т. д.);

в) антарктичні оазиси та інші вільні від льоду ділянки суші (гірські ланцюги, нунатаки, прибережні острови і т. д.).

Наявність цих зон підтверджується також характером снігонакопичення та розподілом на території Антарктиди складових радіаційного і теплового балансів [67]. Своєрідні умови формування метеорологічного режиму в кожній із зон створюють абсолютно особливий розподіл метеорологічних величин на території Антарктиди як протягом всього року, так і по сезонах. Тому було б доцільно розглядати температурний режим Антарктичного материка виділив три основних кліматичних зони: Антарктичний півострів та прилеглі острови, Західну та Східну Антарктиди.

Вивчення динаміки температури як приземної, так і тропосферної, є одним з найважливіших питань кліматичних змін, які відбуваються в Південній півкулі. Проаналізуємо середньомісячні значення приземної температури повітря 34 прибережних станцій Східної, Західної Антарктиди та Антарктичного півострова, а також середньомісячні значення температури повітря на основних ізобаричних поверхнях, отримані за даними радіозондування атмосфери за 00h СГЧ з використанням бази даних Російського Арктичного та Антарктичного науково-дослідного інституту (www.aari.ru) та Вайомінгського університету (www.uwyo.edu). Систематизація, розрахунки та аналіз приземної температури повітря були проведені для всіх місяців року за періоди років: для Західної Антарктиди – 1956-2008рр.; для Східної – 1954-2008рр.; для Антарктичного півострова та близько розташованих островів – 1903-2008рр.

За перерахованими вище даними були виявлені періоди стійкого зростання або падіння температури, були визначені якісні та кількісні характеристики трендових складових температури повітря біля поверхні землі, які є фоновими для досліджених районів. Спроба виявити характерні періоди

стійкого зростання або падіння приземної температури повітря допоможе у визначенні та деталізації причин, які призводять до змін температурного режиму Антарктики. Проведене осереднення приземної температури повітря для отримання фонового стану температурного режиму Східної, Західної Антарктики та Антарктичного півострова. Для характеристики фонового режиму температури в приземному шарі побудовані графіки приземної температури повітря (рис. 3.1). Для всього материка можна виділити періоди стійкого зростання та падіння температури повітря: Східна Антарктида – період падіння 1954-1988рр. ($-0,7^{\circ}\text{C}$), зростання – 1989-2008рр. ($2,4^{\circ}\text{C}$); Західна Антарктида – період зростання 1956-1987рр. ($3,3^{\circ}\text{C}$), падіння – 1988-2008рр. ($-1,9^{\circ}\text{C}$); Антарктичний півострів – період слабкого зростання 1903-1980рр. ($0,1^{\circ}\text{C}$), період сильного росту – 1981-2008рр. ($1,7^{\circ}\text{C}$). Як бачимо, першою на флуктуації клімату відреагувала атмосфера над Антарктичним півостровом, через своє більш північне положення та схильність впливу циклонічної активності, яка посилюється у другій половині XX ст. [19, 53]. Ці зміни реєструються на всіх станціях та на фоновому графіку (рис. 3.1в) і відмічаються починаючи з 1981 року. В кінці 80-тих років спостерігається стійке і суттєве зростання приземної температури повітря на багатьох станціях Східної Антарктики (рис. 3.1а), в той же час більшість станцій Західної Антарктики з 1989 року реєструє стабільне зниження приземної температури повітря. Зміни в температурному режимі Антарктики почалися з 80-тих років XX сторіччя, першими почали реєструвати ці зміни острівні станції та станції Антарктичного півострова, далі процес розповсюдився на узбережні станції материка. Станції Східної Антарктиди дають загальний приріст температури, а станції Західної Антарктиди – навпаки показують стійке падіння, це може бути пов'язане з тим, що саме в цій частині материка присутні величезні поля шельфових льодовиків. Як відомо, клімат будь-якого місця зазвичай визначається статистичними показниками, обчисленими на підставі довгих рядів спостережень метеорологічних величин, які характеризують режим погоди в даному регіоні.

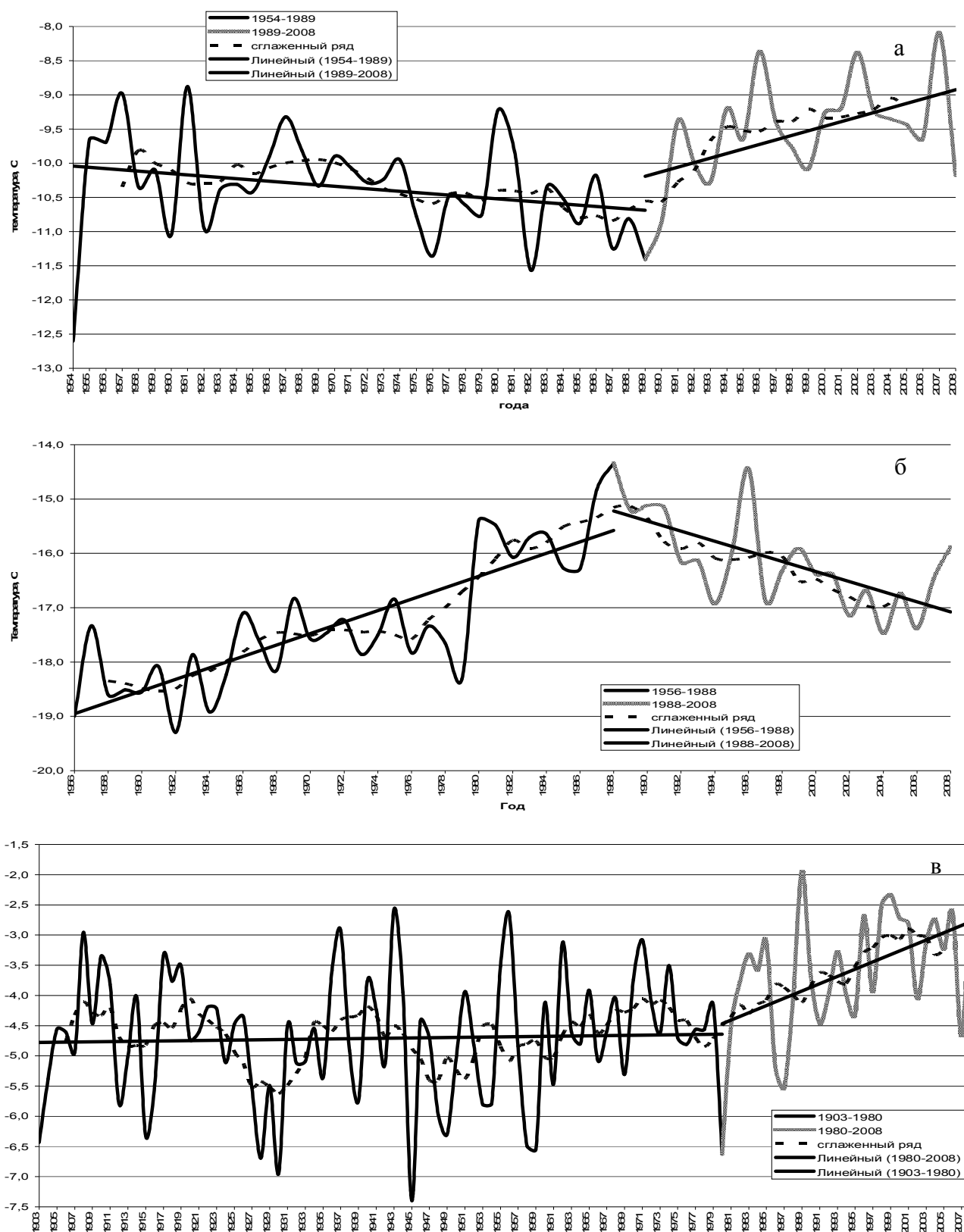


Рис. 3.1 Міжрічна мінливість середньорічних значень приземної температури повітря станцій Східної Антарктиди (а), Західної Антарктиди (б) та Антарктичного півострова (в)

Полярні райони є основним індикатором кліматичних змін, проведемо оцінку коливань приземної температури повітря станцій Східної, Західної Антарктиди, а також Антарктичного півострова, для чого розрахуємо основні статистичні характеристики приземної температури [34]. Відзначимо, що деякі ряди, які досліджувались, не перевищують 25 років, але, тим не менш, можуть служити характеристикою кліматичних змін в даному районі (табл. 3.1). Аналіз отриманих результатів показав, що за степенем скошеності кривих розподілу, тобто по величині коефіцієнту A_s , в рядах приземної температури антарктичних станцій помітне переважання сильної ($|A_s| \geq 0,5$) та помірної ($0,25 \leq |A_s| \leq 0,50$) асиметрії. Це означає суттєву відмінність процесу змін клімату в південних полярних широтах від нормального та його нестационарність. Звертаючись до аналізу коефіцієнтів ексцесу в табл. 3.1, треба відмітити, що переважання витягнутого розподілу аномалій ($E > 0$) в південних полярних широтах над плосковершинним ($E < 0$) в останні роки не виявлено, тобто температура на деяких станціях змінюється у вузькому діапазоні, а на інших – у широкому. Максимальними значеннями дисперсії характеризуються ст. Belgrano II, McMurdo, Zhongshan.

Враховуючи це, можна зробити висновок, що в досліджуваному районі спостерігаються різкі коливання температури повітря, які характеризуються великими значеннями амплітуди та зменшенням періоду коливань.

Для встановлення характерних особливостей зміни температури повітря були сформовані десятирічні періоди для кожної станції за період 1979-2008рр.

Таким чином були сформовані три десятиріччя: 1) 1979-1988рр., 2) 1989-1998рр., 3) 1999-2008рр. За данні періоди років аналізувалися середня приземна температура повітря за тридцятиріччя \bar{t}_{30} – з 1979 по 2008рр., середня приземна температура повітря за кожне десятиріччя \bar{t}_{10} , та аномалія приземної температури повітря, розрахована як різниця між $\bar{t}_{10} - \bar{t}_{30}$ для кожної станції.

Таблиця 3.1

Статистичні характеристики приземної температури повітря станцій Антарктиди

Станції	A_s		E		S_{x^2}	M_o
	Значення	Характеристика	Значення	Характеристика		
Західна Антарктида						
Neumayer	-0,34	лівостороння помірна	-0,34	сплюснута	0,5	-15,0
Helley	-0,12	лівостороння слабка	-0,35	сплюснута	1,0	-18,7
Belgrano II	1,16	правостороння сильна	-0,17	сплюснута	17,3	-13,2
Russkaya	2,04	правостороння сильна	3,00	витягнута	8,1	-12,9
McMurdo	1,19	правостороння сильна	3,18	витягнута	16,1	-17,3
Scot_Base	1,09	правостороння сильна	-0,40	сплюснута	7,3	-19,3
Terra Nova Bay	-0,88	лівостороння сильна	-0,17	сплюснута	0,9	-14,6
Східна Антарктида						
Asuka	-0,25	лівостороння помірна	-1,82	сплюснута	0,2	-17,9
Casey	0,37	правостороння помірна	-0,16	сплюснута	0,8	-9,1
Davis	-0,55	лівостороння сильна	0,27	витягнута	0,9	-10,2
Dumont_Durville	-0,06	лівостороння слабка	-1,34	сплюснута	2,5	-5,3
Leningradskaja	2,81	правостороння сильна	8,68	витягнута	3,7	-15,1
Progress	0,25	правостороння помірна	-2,08	сплюснута	1,6	9,5
Mawson	-0,38	лівостороння помірна	0,38	витягнута	0,6	-10,2
Mirny	0,64	правостороння сильна	0,66	витягнута	0,8	-10,9
Novolazarevskaya	3,62	правостороння сильна	17,88	витягнута	1,7	-9,5
Syowa	3,17	правостороння сильна	-0,71	сплюснута	0,8	-9,7
Zhongshan	0,98	правостороння сильна	0,28	витягнута	25,3	-13,0

Продовження таблиці 3.1

Антарктичний півострів						
Adelaide	-0,31	лівостороння помірна	-1,38	сплюснута	0,6	-0,2
Arturo_Pratt	-0,64	лівостороння сильна	-1,00	сплюснута	0,7	-1,5
Bellingshausen	-0,73	лівостороння сильна	0,06	втягнута	0,3	0,8
Deception	-0,07	лівостороння слабка	-1,91	сплюснута	0,2	0,9
Esperanza	0,04	правостороння слабка	-0,93	сплюснута	1,4	-5,7
Faraday\ Vernadsky	-0,23	лівостороння слабка	-0,28	сплюснута	2,9	-3,9
Ferraz	-0,05	лівостороння слабка	-0,89	сплюснута	1,1	-1,4
Great_Wall	-1,53	лівостороння сильна	2,55	втягнута	0,3	0,4
Jubany	-2,19	лівостороння сильна	6,08	втягнута	3,6	-1,7
King_Sejong	-0,28	лівостороння помірна	-1,11	сплюснута	0,8	-1,4
Marambio	0,85	правостороння сильна	0,50	втягнута	2,9	7,2
Marsh	-0,22	лівостороння слабка	-1,02	сплюснута	1,2	-2,00
O_Higgins	-0,58	лівостороння сильна	-0,50	сплюснута	1,2	-3,5
Orcadas	0,36	правостороння помірна	0,62	втягнута	2,0	-3,7
Rothera	-0,41	лівостороння помірна	-0,28	сплюснута	2,1	-5,5
San_Martin	-0,23	лівостороння слабка	-1,07	сплюснута	2,8	-4,1

В додатку Б представлені зміни аномалій середньомісячної температури повітря на 29 антарктичних станціях для всіх місяців року, нижче наведені зміни температури повітря для центральних місяців року: січня, квітня, липня та жовтня (мінімальні значення виділені жирним шрифтом, а максимальні – курсивом) в табл. 3.2-3.5, де: січень та жовтень відносяться до «теплого» періоду року (січень – центральний місяць літа), а відповідно квітень та липень – до холодного періоду року. Аналіз табличного матеріалу показав, що для періоду з жовтня по березень характерні наступні зміни:

1) період 1979-1988рр. характеризується від'ємними аномаліями для усіх станцій (від $-0,6^{\circ}\text{C}$ – станції Східної Антарктиди, до $-3,4$ та $-2,5^{\circ}\text{C}$ відповідно станції Антарктичного півострова та Західної Антарктиди);

2) період 1989-1998рр. на більшості станцій характеризується додатними аномаліями (до $2,2^{\circ}\text{C}$), винятком є січень та березень, де на всіх станціях Східної та Західної Антарктиди фіксуються від'ємні аномалії ($-2,9$ та $-1,4^{\circ}\text{C}$ для березня);

3) період 1999-2008рр. представлений також додатними аномаліями на усіх станціях Антарктиди з максимумом у жовтні та листопаді, на Антарктичному півострові (ст. Faraday\ Vernadsky – $1,1^{\circ}\text{C}$).

Для періоду з квітня по вересень, який характеризує зимові місяці, спостерігаються наступні зміни:

4) період 1979-1988рр. характеризується від'ємними аномаліями для станцій Антарктичного півострова та Східної Антарктиди. Максимальні від'ємні аномалії спостерігаються на північному краю Антарктичного півострова на станціях Marambio ($-4,5^{\circ}\text{C}$) та Ferraz ($-5,1^{\circ}\text{C}$). Практично усі станції Західної Антарктиди виділяються додатними аномаліями з максимумом на ст. Halley ($2,2^{\circ}\text{C}$);

Таблиця 3.2

Зміна аномалій середньомісячної температури повітря за десятиріччя на
антарктичних станціях (січень)

Станції	$\bar{t}_{30}, ^\circ C$	1979-1988		1989-1998		1999-2008	
		$\bar{t}_{10}, ^\circ C$	$\bar{t}_{10} - \bar{t}_{30}$	$\bar{t}_{10}, ^\circ C$	$\bar{t}_{10} - \bar{t}_{30}$	$\bar{t}_{10}, ^\circ C$	$\bar{t}_{10} - \bar{t}_{30}$
Антарктичний півострів							
Orcadas	1,2	1,0	-0,2	1,5	0,2	1,4	0,1
Marambio	-0,8	-1,8	-1,0	-0,7	0,1	-0,4	0,4
Esperanza	1,1	0,7	-0,4	1,1	0,0	1,6	0,4
O Higgins	0,6	-	-	0,8	0,1	0,6	-0,1
Ferraz	2,0	1,0	-1,0	1,9	-0,1	2,2	0,2
Jubany	1,9	1,0	-0,9	2,1	0,1	1,9	0,0
King Sejong	1,6	-	-	1,8	0,2	1,3	-0,3
Bellingshausen	1,4	1,3	-0,2	1,5	0,1	1,4	0,0
Marsh	1,1	-	-	1,2	0,2	1,0	-0,1
Great Wall	1,3	-	-	1,5	0,2	1,0	-0,2
Arturo Prat	1,5	-	-	1,6	0,1	1,3	-0,2
Faraday\ Vernadsky	0,8	0,6	-0,2	0,9	0,1	0,8	0,0
San Martin	1,4	0,8	-0,6	1,7	0,2	1,5	0,1
Rothera	0,9	0,8	-0,2	1,2	0,2	0,9	0,0
Середнє значення	1,1	0,6	-0,5	1,3	0,0	1,2	0,0
Східна Антарктида							
Novolazarevskaya	1,1	1,4	0,3	1,0	-0,1	0,8	-0,3
Asuka	-7,2	-6,3	0,9	-7,5	-0,3	-	-
Syowa	0,7	1,0	0,3	0,6	-0,2	0,7	-0,1
Mawson	0,5	-	-	0,1	-0,4	0,8	0,3
Davis	0,6	0,8	0,2	0,4	-0,2	0,7	0,1
Mirny	1,1	1,5	0,4	1,0	-0,1	0,8	-0,3
Casey	0,2	0,5	0,4	0,0	-0,1	-0,1	-0,3
Dumont Durville	1,5	-	-	1,3	-0,2	1,6	0,1
Середнє значення	-0,2	-0,2	0,0	-0,4	-0,2	0,8	1,0
Західна Антарктида							
Neumayer	-2,8	-2,5	0,3	-2,9	-0,1	-3,0	-0,1
Halley	-3,7	-3,7	0,0	-3,3	0,4	-4,1	-0,4
Belgrano II	-1,6	-1,2	0,4	-2,1	-0,5	-1,3	0,3
Russkaya	-3,4	-3,7	-0,2	-2,5	1,0	-	-
Terra Nova Bay	-2,0	-	-	-2,1	-0,1	-1,9	0,1
McMurdo	-3,4	-3,3	0,0	-3,8	-0,4	-3,2	0,2
Skott Base	-5,3	-	-	-6,3	-0,9	-5,1	0,2
Середнє значення	-3,2	-2,9	0,3	-3,3	-0,1	-3,1	0,1

Таблиця 3.3

Зміна аномалій середньомісячної температури повітря за десятиріччя на
антарктичних станціях (квітень)

Станції	$\bar{t}_{30}, ^\circ C$	1979-1988		1989-1998		1999-2008	
		$\bar{t}_{10}, ^\circ C$	$\bar{t}_{10} - \bar{t}_{30}$	$\bar{t}_{10}, ^\circ C$	$\bar{t}_{10} - \bar{t}_{30}$	$\bar{t}_{10}, ^\circ C$	$\bar{t}_{10} - \bar{t}_{30}$
Антарктичний півострів							
Orcadas	-2,0	-2,0	-0,1	-1,9	0,0	-1,9	0,1
Marambio	-11,4	-12,8	-1,5	-11,7	-0,3	-10,1	1,3
Esperanza	-6,0	-5,9	0,1	-6,7	-0,7	-5,4	0,6
O Higgins	-3,1			-3,1	0,0	-3,2	0,0
Ferraz	-1,4	-2,5	-1,1	-1,7	-0,3	-1,0	0,4
Jubany	-2,0			-2,3	-0,4	-1,4	0,6
King Sejong	-1,6			-1,9	-0,4	-1,1	0,5
Bellingshausen	-1,7	-1,8	-0,1	-2,1	-0,4	-1,3	0,4
Marsh	-1,6			-1,9	-0,3	-1,4	0,3
Great Wall	-1,8	-3,4	-1,6	-2,3	-0,5	-1,2	0,6
Arturo Prat	-1,8	-3,7	-1,9	-2,2	-0,4	-0,6	1,2
Faraday\ Vernadsky	-2,0	-2,3	-0,3	-2,1	-0,1	-1,6	0,4
San Martin	-3,4	-4,1	-0,7	-3,0	0,4	-3,5	-0,1
Rothera	-3,2	-3,9	-0,7	-2,9	0,3	-2,8	0,4
Середнє значення	-3,1	-4,2	-1,2	-3,3	-0,2	-2,6	0,5
Східна Антарктида							
Novolazarevskaya	-11,0	-10,5	0,4	-11,1	-0,2	-11,3	-0,3
Asuka	-20,4	-21,3	-0,9	-19,8	0,6	-	-
Syowa	-9,3	-8,5	0,8	-9,9	-0,6	-9,5	-0,2
Mawson	-14,2	-14,5	-0,3	-14,3	-0,1	-13,7	0,4
Davis	-13,1	-13,0	0,1	-14,1	-1,0	-12,1	0,9
Mirny	-13,1	-12,6	0,5	-13,9	-0,8	-12,8	0,3
Casey	-10,8	-10,2	0,6	-11,0	-0,2	-11,2	-0,4
Dumont Durville	-6,6	-	-	-7,6	-1,0	-5,8	0,8
Середнє значення	-12,3	-13,0	-0,7	-12,7	-0,4	-10,9	1,4
Західна Антарктида							
Neumayer	-17,2	-16,2	1,0	-18,2	-1,0	-17,0	0,2
Halley	-22,5	-20,2	2,2	-23,9	-1,4	-23,3	-0,8
Belgrano II	-16,7	-15,7	1,0	-16,4	0,3	-17,1	-0,4
Russkaya	-12,6	-13,0	-0,5	-8,4	4,2	-	-
Terra Nova Bay	-19,1	-	-	-18,7	0,4	-19,6	-0,5
McMurdo	-20,9	-20,1	0,9	-21,3	-0,4	-21,6	-0,7
Skott Base	-25,7	-	-	-27,6	-1,9	-25,2	0,5
Середнє значення	-19,3	-17,0	2,3	-19,2	0,1	-20,6	-1,3

Таблиця 3.4

Зміна аномалій середньомісячної температури повітря за десятиріччя на
антарктичних станціях (липень)

Станції	$\bar{t}_{30}, ^\circ C$	1979-1988		1989-1998		1999-2008	
		$\bar{t}_{10}, ^\circ C$	$\bar{t}_{10} - \bar{t}_{30}$	$\bar{t}_{10}, ^\circ C$	$\bar{t}_{10} - \bar{t}_{30}$	$\bar{t}_{10}, ^\circ C$	$\bar{t}_{10} - \bar{t}_{30}$
Антарктичний півострів							
Orcadas	-9,9	-10,6	-0,7	-9,3	0,6	-9,7	0,3
Marambio	-15,1	-17,0	-1,9	-14,5	0,7	-15,3	-0,1
Esperanza	-10,7	-10,4	0,3	-11,0	-0,3	-10,7	0,0
O Higgins	-7,7	-	-	-8,5	-0,8	-7,1	0,6
Ferraz	-6,6	-8,5	-1,9	-7,0	-0,4	-6,0	0,6
Jubany	-5,9	-13,9	-8,0	-5,0	0,9	-5,6	0,3
King Sejong	-5,3	-5,0	0,3	-5,9	-0,6	-4,4	0,9
Bellingshausen	-6,3	-6,9	-0,6	-6,4	-0,1	-5,7	0,7
Marsh	-5,9	-	-	-6,5	-0,6	-5,6	0,4
Great Wall	-6,6	-14,2	-7,6	-7,5	-0,9	-4,9	1,7
Arturo Prat	-6,1	-	-	-7,2	-1,0	-4,6	1,5
Faraday\ Vernadsky	-7,1	-9,3	-2,2	-6,7	0,4	-5,2	1,9
San Martin	-11,7	-15,1	-3,4	-11,7	0,0	-10,4	1,3
Rothera	-10,3	-11,8	-1,5	-10,0	0,3	-9,0	1,3
Середнє значення	-8,2	-11,2	-3,0	-8,4	-0,2	-7,4	0,8
Східна Антарктида							
Novolazarevskaya	-16,6	-16,5	0,1	-15,6	1,0	-17,9	-1,3
Asuka	-23,0	-25,3	-2,3	-21,5	1,5	-	-
Syowa	-16,9	-17,4	-0,5	-16,2	0,7	-17,1	-0,2
Mawson	-18,2	-19,3	-1,2	-17,2	1,0	-18,0	0,1
Davis	-17,3	-17,9	-0,6	-16,4	0,8	-17,5	-0,2
Mirny	-16,2	-16,4	-0,2	-16,0	0,2	-16,1	0,1
Casey	-14,2	-14,2	0,0	-14,1	0,1	-14,2	-0,1
Dumont Durville	-11,2	-	-	-11,9	-0,7	-10,7	0,5
Середнє значення	-16,7	-18,2	-1,5	-16,1	0,6	-15,9	0,8
Західна Антарктида							
Neumayer	-24,3	-23,4	0,9	-24,4	0,0	-25,0	-0,7
Halley	-28,5	-27,1	1,5	-29,4	-0,9	-29,1	-0,6
Belgrano II	-20,0	-18,5	1,5	-19,8	0,3	-20,5	-0,5
Russkaya	-19,8	-19,8	0,1	-20,3	-0,5	-	-
Terra Nova Bay	-21,3	-	-	-20,6	0,7	-22,1	-0,7
McMurdo	-25,5	-26,2	-0,6	-24,5	1,1	-25,2	0,4
Skott Base	-29,3	-	-	-28,8	0,5	-29,4	-0,1
Середнє значення	-24,1	-23,0	1,1	-24,0	0,1	-25,2	-1,1

Таблиця 3.5

Зміна аномалій середньомісячної температури повітря за десятиріччя на
антарктичних станціях (жовтень)

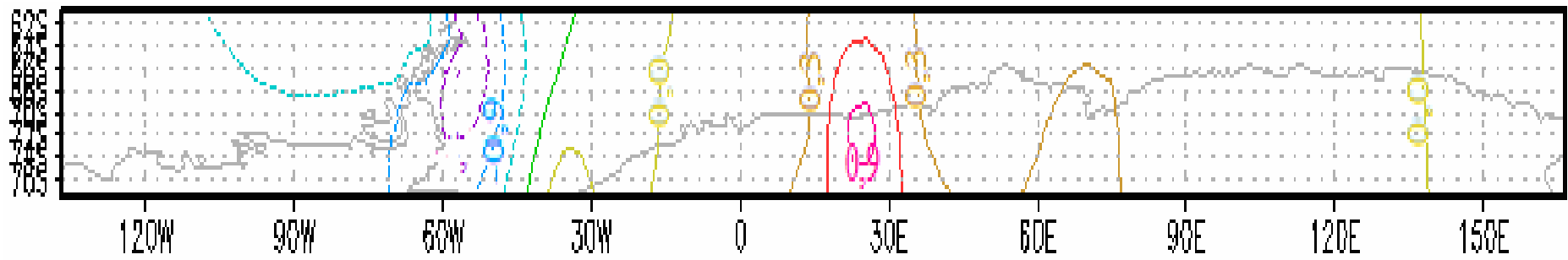
Станції	$\bar{t}_{30}, ^\circ C$	1979-1988		1989-1998		1999-2008	
		$\bar{t}_{10}, ^\circ C$	$\bar{t}_{10} - \bar{t}_{30}$	$\bar{t}_{10}, ^\circ C$	$\bar{t}_{10} - \bar{t}_{30}$	$\bar{t}_{10}, ^\circ C$	$\bar{t}_{10} - \bar{t}_{30}$
Антарктичний півострів							
Orcadas	-3,0	-3,6	-0,6	-3,1	-0,1	-2,1	0,9
Marambio	-8,2	-7,6	0,6	-9,1	-0,9	-7,1	1,0
Esperanza	-4,5	-4,4	0,1	-5,3	-0,8	-3,7	0,8
O Higgins	-3,9	-3,5	0,4	-3,8	0,1	-4,0	-0,1
Ferraz	-2,2	-2,6	-0,4	-2,6	-0,3	-1,9	0,4
Jubany	-2,2	-3,5	-1,3	-2,1	0,1	-2,1	0,1
King Sejong	-2,1	-2,6	-0,5	-2,2	-0,1	-1,9	0,2
Bellingshausen	-2,8	-3,1	-0,3	-2,8	0,0	-2,5	0,3
Marsh	-2,8	-3,4	-0,6	-2,7	0,1	-2,8	0,0
Great Wall	-2,7	-3,9	-1,2	-2,6	0,1	-2,7	0,0
Arturo Prat	-2,6	-3,4	-0,8	-2,5	0,1	-2,6	0,0
Faraday\ Vernadsky	-5,0	-5,9	-0,9	-5,0	0,0	-3,8	1,1
San Martin	-6,4	-7,2	-0,8	-6,7	-0,3	-5,6	0,8
Rothera	-5,9	-7,0	-1,0	-5,7	0,3	-5,2	0,7
Середнє значення	-3,9	-4,4	-0,5	-4,0	-0,1	-3,4	0,5
Східна Антарктида							
Novolazarevskaya	-11,0	-11,5	-0,5	-10,2	0,8	-11,4	-0,3
Asuka	-18,8	-19,1	-0,3	-18,6	0,2	-	-
Syowa	-12,2	-12,5	-0,3	-11,7	0,4	-12,3	-0,1
Mawson	-11,3	-11,5	-0,2	-11,0	0,3	-11,4	-0,1
Davis	-12,0	-12,6	-0,6	-11,7	0,3	-11,6	0,4
Mirny	-11,9	-11,6	0,3	-11,5	0,4	-12,6	-0,7
Casey	-11,2	-10,8	0,4	-11,4	-0,2	-11,5	-0,3
Dumont Durville	-5,1	-	-	-5,6	-0,5	-4,5	0,6
Середнє значення	-11,7	-12,8	-1,1	-11,5	0,2	-10,7	1,0
Західна Антарктида							
Neumayer	-16,4	-17,1	-0,7	-15,9	0,6	-16,4	0,0
Halley	-19,3	-20,1	-0,8	-18,3	1,0	-19,5	-0,2
Belgrano II	-14,6	-17,2	-2,5	-14,0	0,6	-14,1	0,5
Russkaya	-14,6	-14,7	0,0	-14,2	0,4	-	-
Terra Nova Bay	-15,4	-15,0	0,4	-15,7	-0,3	-15,1	0,3
McMurdo	-18,4	-19,3	-0,9	-16,9	1,6	-18,1	0,4
Skott Base	-20,3	-	-	-18,1	2,2	-20,9	-0,6
Середнє значення	-17,0	-17,2	-0,2	-16,1	0,9	-17,3	-0,3

5) період 1989-1998рр. у квітні-травні та вересні на більшості станцій характеризується від'ємними аномаліями (від $-1,6^{\circ}\text{C}$ – станції Східної Антарктиди, до $-2,2$ та $-3,5^{\circ}\text{C}$ відповідно станції Антарктичного півострова та Західної Антарктиди), а в липні та серпні – від'ємні аномалії спостерігаються на більшості станцій Антарктичного півострова ($-1,1^{\circ}\text{C}$);

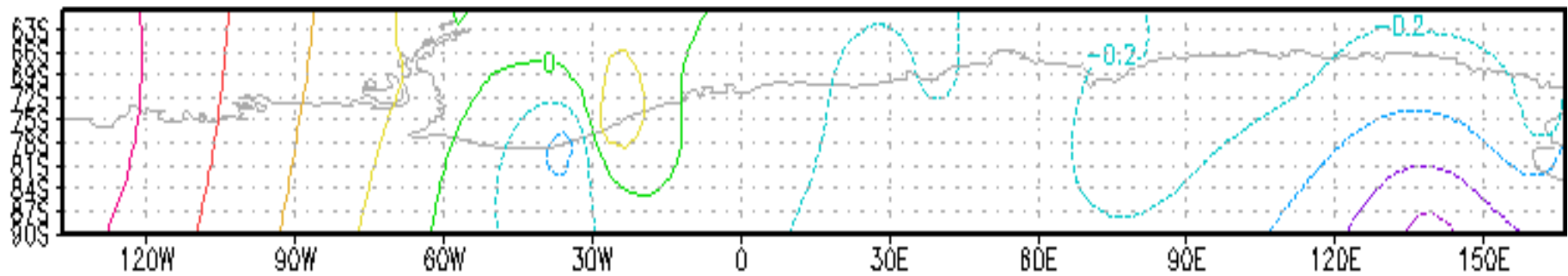
6) період 1999-2008рр. представлений переважно додатними аномаліями на станціях Антарктиди. Максимальні значення додатних аномалій для станцій Антарктичного півострова (ст. Faraday\ Vernadsky – $1,9^{\circ}\text{C}$) спостерігаються у липні, та для станцій Західної та Східної Антарктиди (ст. Dumont Durville – $1,4^{\circ}\text{C}$, Belgrano II – $1,6^{\circ}\text{C}$ та McMurdo – $1,4^{\circ}\text{C}$) – наприкінці зими, у вересні.

Візуалізація результатів розрахунків аномалій приземної температури повітря по трьом десятиріччям дозволила отримати карти просторово-часового розподілу змін температурного режиму антарктичних станцій за останні тридцять років. Карти для усіх місяців року наведені в додатку В, нижче представлені карти для центральних місяців року (рис. 3.2-3.5).

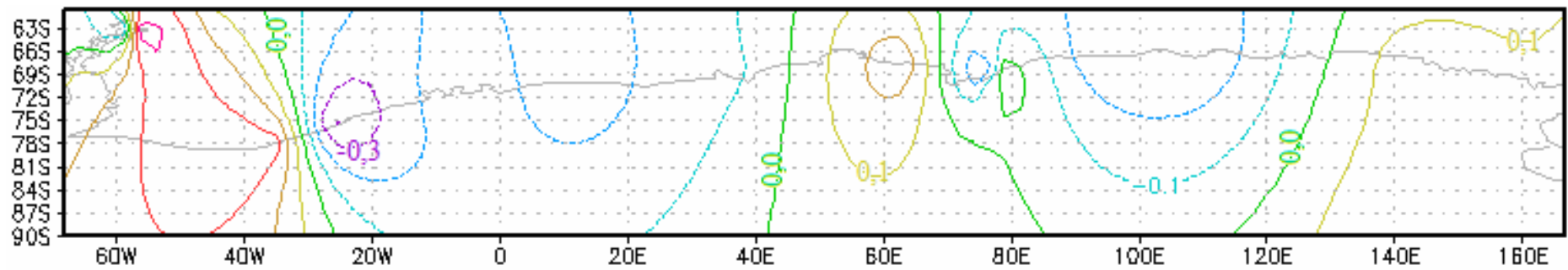
Аналіз представлених карт дозволив виявити, що період 1979-1988рр. характеризується максимальними від'ємними аномаліями за весь тридцятирічний період. Десятиріччя 1989-1998рр. характеризується збільшенням приземної температури повітря на Антарктичному півострові з листопада по квітень (теплий період року) та ярко вираженим зменшенням приземної температури повітря відповідно з травня по жовтень (холодний період року). В останнє десятиріччя 1999-2008рр. відмічається зменшення швидкості росту температури на усіх станціях у всі місяці. Також виявлено наявність диполів – локальних зон яскраво вираженого переходу аномалій приземної температури повітря від додатних значень до від'ємних (контрастний розподіл аномалій).



а) 1979-1988pp.



б) 1989-1998pp.



в) 1999-2008pp.

Рис. 3.2 Аномалії температури повітря за січень

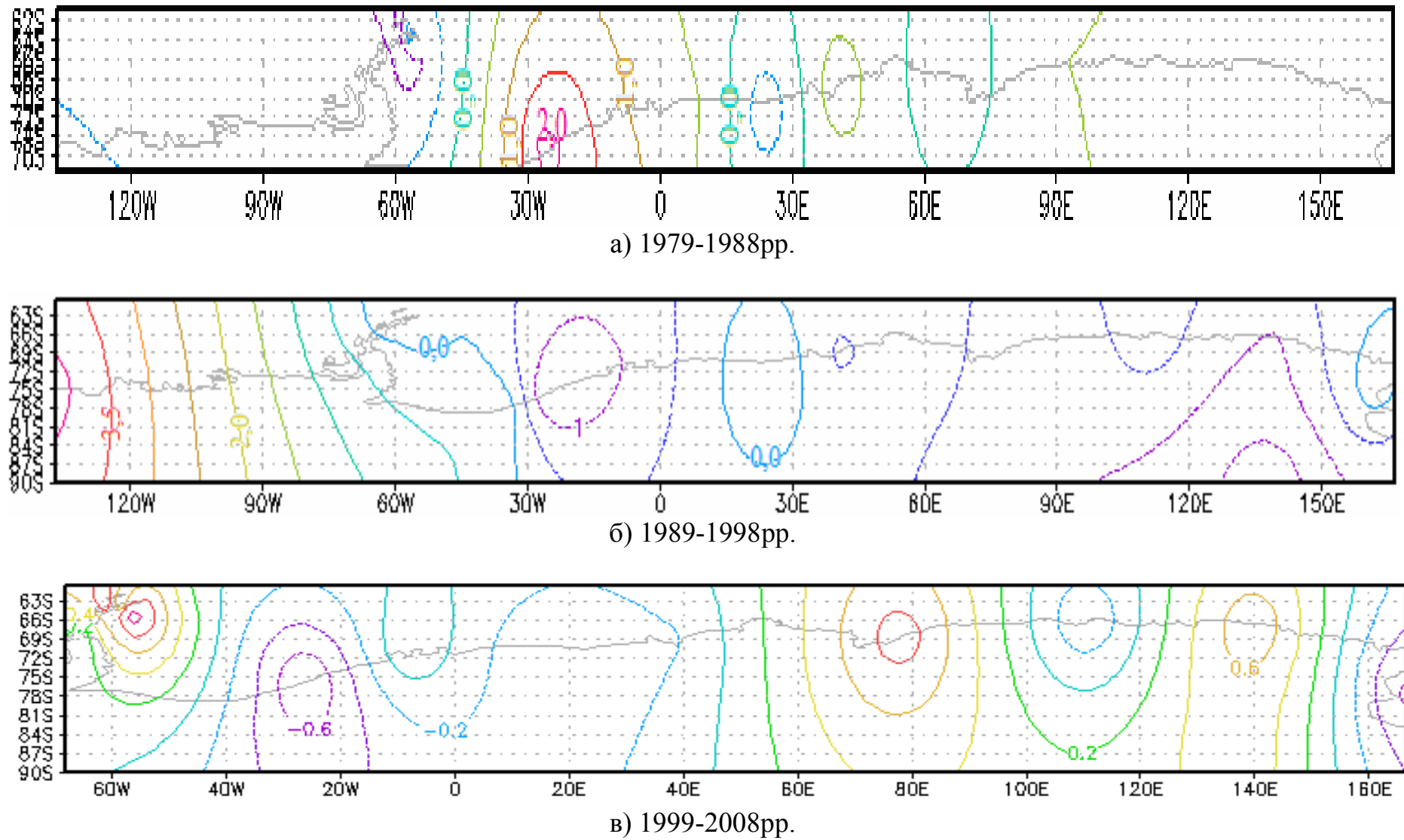
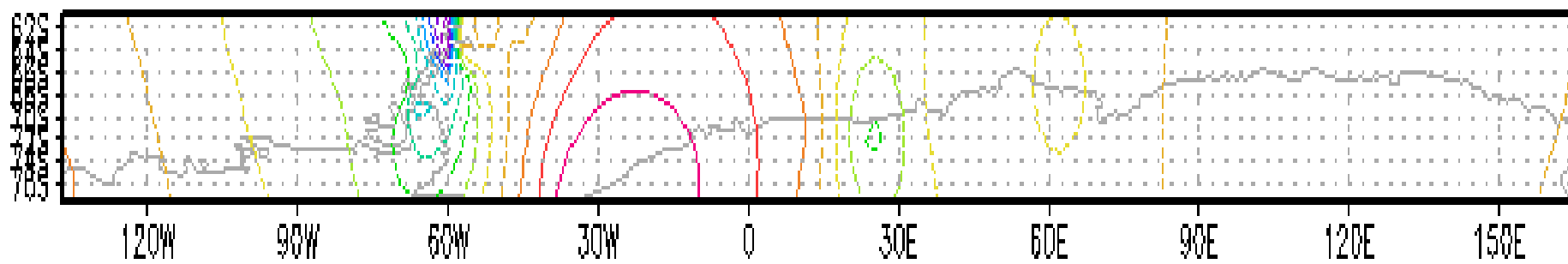
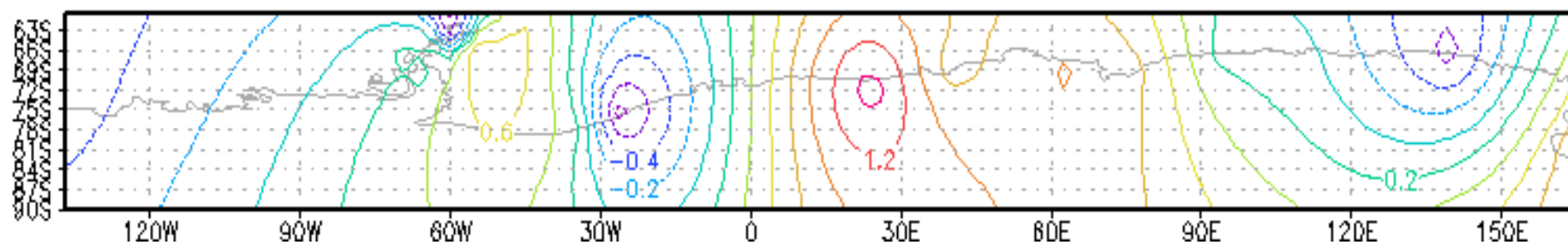


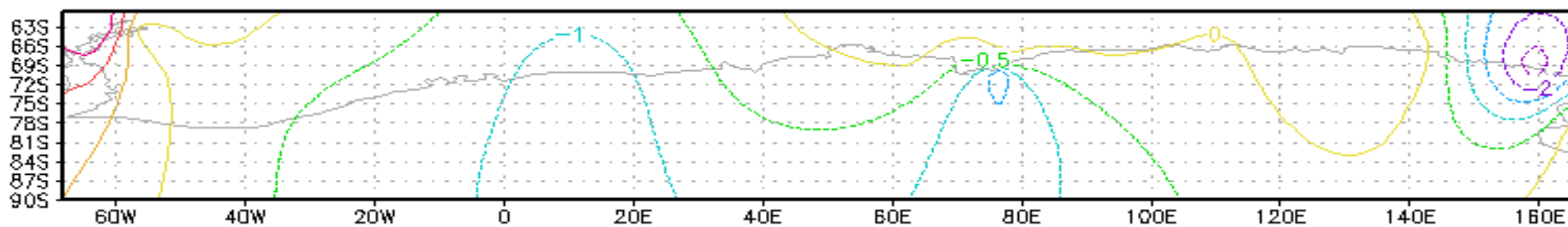
Рис. 3.3 Аномалії температури повітря за квітень



a) 1979-1988pp.

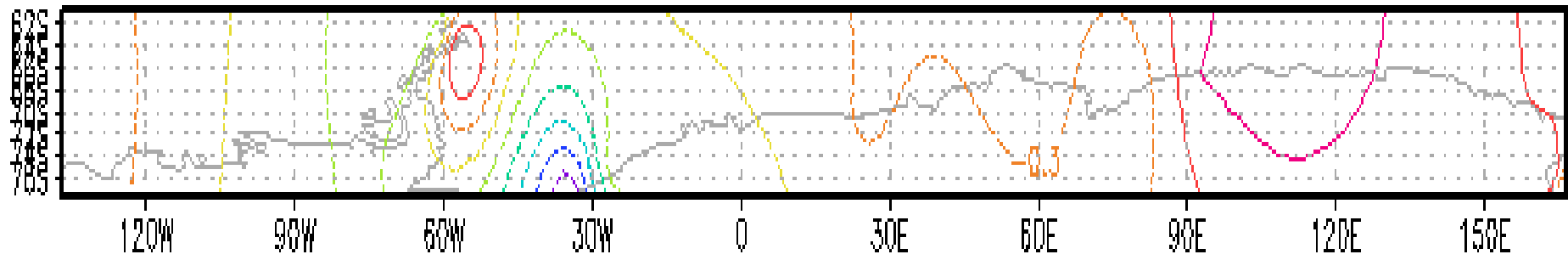


б) 1989-1998pp.

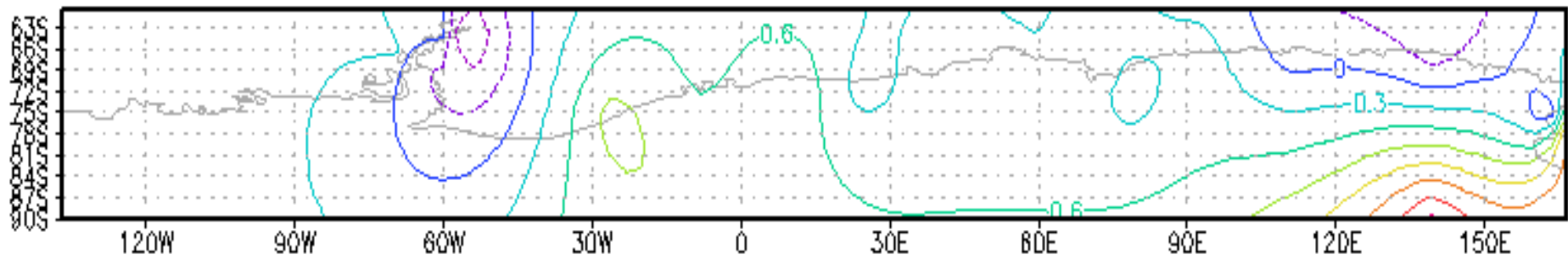


в) 1999-2008pp.

Рис. 3.4 Аномалії температури повітря за липень



а) 1979-1988pp.



Диполь в районі Антарктичного півострову, представлений у вигляді обмеженої області з аномалією протилежного знаку в порівнянні з оточуючим середовищем, ця неоднорідність найбільш яскраво виражена в періоди 1979-1988рр. та 1989-1998рр., в останнє десятиріччя 1999-2008рр. вона практично відсутня або слабо виражена.

Помістимо в таблицю 3.6 інформацію про наявність диполів на Антарктичному півострові та материку за даними трьох означених періодів. В таблиці плюсами зазначена наявність диполу та для материка вказане місце розташування. Аналіз таблиці показав, що в районі Антарктичного півострову в період 1979-1988рр. формування диполу відбувалося в теплі та перехідні сезони року (січень-березень, серпень-жовтень); в наступному десятиріччі, з 1989 по 1998рр., диполі вже формуються з березня по листопад; а в останнє десятиріччя формування диполів відмічається тільки взимку (з травня по серпень). Для решти узбережжя материка спостерігається обернена картина: в період 1979-1988рр. формування диполу відбувалося в взимку (квітень, липень) в районі узбережжя моря Веделла; в наступному десятиріччі, з 1989 по 1998рр., диполі вже формуються частіше – з квітня по вересень, також в районі моря Веделла та в районі існування найглибших шарів льоду 4 800 м (130-140 сх.д.); а в останнє десятиріччя формування диполів відмічається протягом усього року в районі моря Веделла. Враховуючи, що формування диполу відбувається при наявності контрасту температур повітря, можна зазначити, що за період трьох досліджених десятиріч з 1979 по 2008рр. відбувалися поступові зміни термічного режиму узбережжя материка.

Так, в перше десятиріччя, максимальними контрастами температур характеризувався тільки північний район Антарктичного півострову – саме він найпершим відреагував на зміни температурного режиму Південної півкулі. В той же час контрасти температури фіксувалися тільки в районі моря Веделла, який знаходиться в безпосередній близькості до півострова. Друге десятиріччя характеризувалося максимальними перебудовами поля температури в районі

антарктичного узбережжя, що призвело до формування диполів на півострові в зимовий період та утворенню різких контрастів температур в районі існування найглибших шарів льоду 4 800м (130-140 сх.д.).

Таблиця 3.6

Просторово-часовий розподіл диполів на Антарктичному півострові та материка в періоди 1979-1988рр., 1989-1998рр., 1999-2008рр.

місяць	1979-1988рр.		1989-1998рр.		1999-2008рр.	
	півострів	материк	півострів	материк	півострів	материк
Січень	+			+ 30°W		+ 20°W
Лютий	+					
Березень	+		+			+ 30°W
Квітень		+ 30-60°W	+	+ 30°W		
Травень			+	+ 140°E	+	
Червень						+ 30°W
Липень		+ 30°W	+	+ 30°W 130-140°E	+	
Серпень	+		+		+	
Вересень	+		+	+ 0°		+ 20°W
Жовтень	+		+			
Листопад			+			+ 20°W
Грудень						

Що стосується останнього десятиріччя, то температурні контрасти в районі півострова спостерігаються тільки в центральні місяці зими, тоді як на узбережжі материка, в районі моря Веделла, диполі виникають кожні 3-4 місяці, що свідчить про просторове розповсюдження контрастів температур.

Таким чином, хоча протягом останнього десятиріччя на більшості антарктичних станцій спостерігається зростання температури повітря, але, по-перше: практично на усіх станціях в порівнянні з попереднім десятиріччям значно знизилась швидкість зростання температури; по-друге: зростання температури фіксується в основному на станціях, які знаходяться на

Антарктичному півострові та прилеглих островах, а також в зоні шельфового льоду і тільки в перехідні періоди та в окремі зимні місяці; по-третє станції, що знаходяться в зоні стоку, характеризуються або нульовим трендом, або невеликим зниженням температури за останнє десятиріччя.

Безумовно, осереднення приземної температури повітря для таких великих районів не є показовим, температурний режим для кожної станції має свої особливості. Тому необхідно провести аналіз динаміки приземної температури повітря для кожної станції. В якості середнього для всього ряду розраховане середнє багаторічне значення температури повітря \bar{t} за весь період спостережень для кожної станції. Якісні характеристики тенденцій, розраховані для станцій Східної та Західної Антарктиди, свідчать про плямистість в розподілі зростання й падіння температури на західному та східному узбережжі (табл. 3.7), що добре співпадає з дослідженнями інших авторів [32, 75]. На станціях Східної Антарктиди: Mawson та Mirny, а також на станціях Західної Антарктиди: Halley, Belgrano й Terra Nova Bay – відмічається падіння приземної температури повітря, на відміну від решти аналізованих станцій, де спостерігається зростання приземної температури.

Таблиця 3.7

Тенденції багаторічних коливань приземної температури повітря

Станції	$\bar{t}, ^\circ C$	Період коливань,	Тренд	висота над р. м.
Східна Антарктида				
Novolazarevskaya	-9,4	2,6	+	119 м
Asuka	-18,0	1,6	+	931 м
Syowa	-9,7	3,4/1,8	+	21 м
Mawson	-10,3	5,6/3,6	–	16 м
Progress	-8,6	1,9	+	64 м
Zhongshan	-10,5	1,8	+	18 м
Davis	-10,2	5,6/3,6	+	13 м
Mirny	-10,6	2,1	–	30 м
Casey	-9,1	2,8	+	42 м

Продовження таблиці 3.7

Dumont Durville	-4,8	2,2/1,8	+	43 м
Leningradskaja	-14,8	1,6/2,3	+	304 м
Західна Антарктида				
Neumayer	-15,2	1,9	+	50 м
Halley	-18,3	6,1	–	30 м
Belgrano II	-11,5	1,9	–	256 м
Russkaya	-12,8	1,9	+	124 м
Terra NowaBay	-14,5	1,9	–	0 м
McMurdo	-17,1	2,4/7,7	+	24 м
Scott Base	-19,4	1,8	+	16 м
Антарктичний півострів				
Orcadas	-4,1	6,8/4,6/3,7	+	6 м
Marambio	-8,4	1,9	+	198 м
Esperanza	-5,3	1,9	+	13 м
O Higgins	-3,6	1,9	+	10 м
Ferraz	-2,0	1,9	+	20 м
Jubany	-1,8	2,1	+	4 м
King Sejong	-1,8	1,8/2,5	+	11 м
Arturo Prat	-2,0	3,0	+	5 м
Bellingshausen	-2,4	4,9	+	16 м
Marsh	-2,3	1,9	+	10 м
Great Wall	2,1	1,8	+	10 м
Deception	-7,1	3,0	+	8 м
Faraday/Wernadsky	-4,1	6,3	+	11 м
San Martin	-5,0	1,1	+	4 м
Rothera	-4,7	3,0	+	32 м
Adelaide	-5,2	2,6	+	26 м

Для Східної Антарктиди в окрему пляму можна виділити станції Zhongshan, Progress і Davis, які характеризуються трендом росту температури та знаходяться на порівняно невеликому віддаленні один від одного [32].

Для Західної – McMurdo та Scott Base, на яких температура зростає, а також Halley й Belgrano, на яких температура зменшується. Для Антарктичного півострова така плямистість не спостерігається, всі станції характеризуються зростанням приземної температури [32].

3.2 Взаємозв'язок приземної температури повітря антарктичних станцій з індикаторами кліматичних змін

3.2.1 Кореляційний аналіз приземної температури повітря на материкових станціях Антарктиди та SOI

Кліматичні зміни в значній мірі впливають на стан природного середовища, суспільства і економіки. В даний час в різних країнах розробляються таблиці індикаторів, які можуть бути використані для відстеження (моніторингу) кліматичних змін на території країни і віддзеркалення впливу цих змін на навколишнє середовище, більш того, у ряді країн вже розроблені документи, які містять індикатори стійкого розвитку держави, що включають і індикатори кліматичної мінливості. Враховуючи географічне розташування району дослідження – Антарктичний материк, було б доцільно дослідити взаємозв'язок приземної температури повітря на станціях з Південним коливанням. Як зазначалось в розділі 2, SOI є стандартизованою різницею нормалізованих середньомісячних аномалій тиску на станціях Таїті і Дарвін. В даний час є безперервний ряд середньомісячних значень SOI, починаючи з 1866 року, на рис. 3.6 представлений ряд з 1986 по 2006рр.

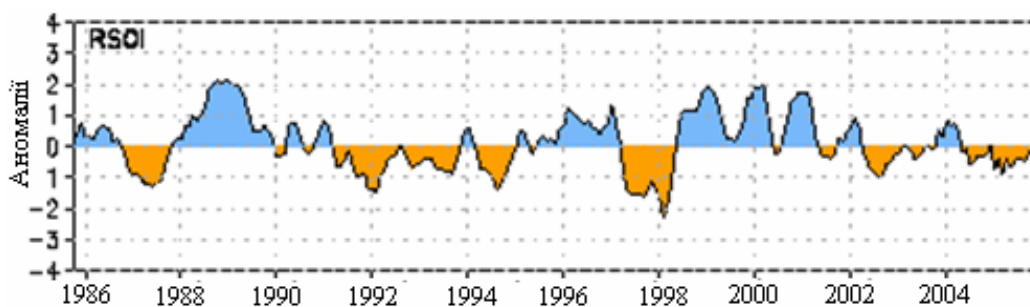


Рис. 3.6 Значення SOI, які обчислені в CPC NOAA, за період з 1986 по 2006рр.

Найбільш уживані значення SOI, які використовуються в практиці, Центру кліматичних прогнозів США, вони опубліковані в Бюлетені по діагностуванню клімату [77]. Для визначення фази ЕПДК по SOI найчастіше застосовується критерій, запропонований Ропельовським і Халпертом. Згідно цього критерію, протягом п'яти і більше місяців 5-місячні ковзні середні значення SOI по модулю повинні перевищувати 0,5 (від'ємні значення SOI відповідають теплому епізоду ЕПДК, додатні – холодному).

Визначимо в ряду середньомісячних значень SOI від'ємні значення SOI, які відповідають теплому епізоду ЕПДК та додатні – холодному (табл. 3.8). В таблиці 3.8 жирним шрифтом позначені періоди які відповідають холодному епізоду ЕПДК, а жирним шрифтом та курсивом позначені періоди, які відповідають теплому епізоду ЕПДК. Для кореляційного аналізу було обрано 18 станцій, для яких проведено вибірку приземної температури повітря для цих же періодів.

Раніше був проведений статистичний аналіз приземної температури повітря [18, 52]. Доцільно провести пошук кореляційного зв'язку між приземною температурою повітря та SOI для всіх досліджених материкових станцій Антарктиди. В подальшому аналізі будуть приймати участь тільки періоди, які охоплюють максимальне число станцій. Зі всіх періодів ми вибрали 12 періодів з теплим епізодом ЕПДК та 8 – з холодним. На основі рядів середньомісячних значень приземної температури повітря та SOI для визначених періодів був розрахований коефіцієнт кореляції, який є кількісною мірою лінійного кореляційного зв'язку (табл. 3.9, 3.10). Було проведено перевірку гіпотези про статистичну значущість оцінки коефіцієнта кореляції, яка отримана на основі випадкових вибірок. Нульову гіпотезу формулюють так [74]: H_0 : На рівні значущості α коефіцієнт кореляції є статистично незначущим як і його оцінка: $\rho_{xy} = 0$; $\hat{\rho}_{xy} = r_{xy} = 0$. Альтернативна гіпотеза H_1 , очевидно, є такою: H_1 : На рівні значущості $\alpha = 0,05$ коефіцієнт кореляції є

статистично значущим як і його оцінка: $\rho_{xy} \neq 0$; $\hat{\rho}_{xy} = r_{xy} \neq 0$. Перевірка гіпотези H_0 втілюється за допомогою критерію Стюдента. У нашому випадку, за умови малих об'ємів вибірок ($n < 50$), для періоду 03.2002-06.2003рр. ($n = 16$) критерій Стюдента визначається таким чином [74]:

$$t = \frac{|\hat{z}|}{\sigma_z} = 2,26, \quad (3.1)$$

де для коефіцієнта кореляції 0,56:

$$\hat{z} = \frac{1}{2} \ln \frac{1 + r_{xy}}{1 - r_{xy}} = 0,63, \quad (3.2)$$

$$\sigma_z = \frac{1}{\sqrt{n-3}} = 0,28 \quad (3.3)$$

Розраховане за формулою (3.1) значення критерію Стюдента порівнюють з $t_{kp}(\alpha, \nu)$, яке наводиться в таблицях [74]. Рівень значущості $\alpha = 0,05$ та число степенів вільності, розраховане за формулою $\nu = n - 1 = 15$. Якщо

$$t < t_{kp}(\alpha, \nu), \quad (3.4)$$

то приймається гіпотеза H_0 про статистичну незначущість коефіцієнта кореляції, тобто про випадковість отриманої статистичної оцінки коефіцієнта кореляції. У нашому випадку: $t_{kp}(0,05;15) = 2,13$. У протилежному випадку, якщо

$$t > t_{kp}(\alpha, \nu), \quad (3.5)$$

гіпотеза H_0 відкидається й приймається альтернативна гіпотеза H_1 про те, що коефіцієнт кореляції є статистично значущим [74]. У нашому випадку $t > t_{kp}(\alpha, \nu)$ ($2,26 > 2,13$). Це означає, що він дійсно виражає характер лінійного кореляційного зв'язку між величинами. Тобто всі коефіцієнти кореляції, які за

модулем більші ніж 0,56 є статистично значущими. Отримані данні поміщені в табл. 3.9. Також були розраховані коефіцієнти кореляції для інших періодів.

В табл. 3.9 представлені періоди з від'ємними значеннями SOI, а в таблиці 3.10 – з додатними. Отримані коефіцієнти кореляції нанесемо на карту Антарктиди за допомогою декількох комп'ютерних програм для поступового перетворення цифрової інформації на візуальну (рис. 3.7-3.11) [38]. Аналіз карт коефіцієнтів кореляції між середньомісячними значеннями приземної температури повітря та від'ємними значеннями SOI показав, що для періодів а) 03.1977-04.1978рр. та б) 01.1987-02.1988рр. мінімальні зміни в розподілі коефіцієнтів кореляції характерні для Східної Антарктиди – практично всі розраховані коефіцієнти кореляції є значимими або максимально близькими до значимих. Раніше, у розділі 3.1 просторово-часовий розподіл аномалій температури дозволив виявити неоднорідність (диполь) в районі як Антарктичного півострову, так і материкового узбережжя, яка представлена у вигляді обмеженої області з аномалією приземної температури повітря протилежного знаку в порівнянні з оточуючим середовищем. Сумісний аналіз карт коефіцієнтів кореляції та карт аномалій приземної температури повітря показав, що локальна неоднорідність приземної температури повітря, яка формує диполь, співпадає з рисунком ізоліній коефіцієнтів кореляції, які також формують диполь. В якості прикладу можна навести декілька випадків відповідності диполів на картах аномалій приземної температури та коефіцієнтів кореляції між середньомісячними значеннями приземної температури повітря та додатними значеннями SOI: у січні (1989-1998рр.) диполь в районі 30° зах.д. співпадає з періодом 07.1988-07.1989рр.; у березні – 90° сх.д. співпадає з періодом 07.1988-07.1989рр.; у січні диполь в районі 20° зах.д. співпадає з періодом 05.1998-07.1999рр.; у лютому – 20° зах.д. та 70° сх.д. співпадає з періодом 07.1988-07.1989рр. та у квітні й червні – 110° сх.д. з періодом 07.1988-07.1989рр.

Таблиця 3.8

Середньомісячні значення SOI, отримані з російської Єдиної державної системи інформації про умови в Світовому океані (data.oceaninfo.ru.)

Рік	Січень	Лютий	Березень	Квітень	Травень	Червень	Липень	Серпень	Вересень	Жовтень	Листопад	Грудень
1970	-1.26	-1.22	0.06	-0.56	0.04	1.02	-0.52	0.31	1.18	0.74	1.85	1.83
1971	0.23	1.44	1.98	2.58	0.88	0.21	0.17	1.42	1.51	1.75	0.55	0.15
1972	0.33	0.67	0.13	-0.46	-1.52	-1.68	-1.84	-1.12	-1.48	-1.13	-0.38	-1.47
1973	-0.43	-1.47	-0.06	-0.37	0.25	1.22	0.63	1.18	1.27	0.85	2.85	1.76
1974	2.16	1.49	2.11	1.27	1.24	0.14	1.23	0.56	1.16	0.72	-0.42	-0.14
1975	-0.62	0.46	1.14	1.48	0.51	1.69	2.13	2.03	2.15	1.67	1.25	2.05
1976	1.19	1.18	1.33	0.24	0.50	-0.16	-1.24	-1.46	-1.29	0.13	0.76	-0.48
1977	-0.39	0.65	-1.20	-1.17	-1.18	-2.33	-1.45	-1.42	-0.95	-1.39	-1.56	-1.23
1978	-0.48	-2.63	-0.82	-0.88	1.50	0.40	0.53	0.12	0.06	-0.76	-0.28	-0.21
1979	-0.45	0.61	-0.49	-0.65	0.46	0.58	-0.76	-0.69	0.11	-0.37	-0.61	-0.90
1980	0.28	-0.02	-1.06	-1.60	-0.35	-0.68	-0.14	-0.06	-0.54	-0.34	-0.47	-0.21
1981	0.27	-0.47	-2.01	-0.60	0.82	1.28	0.87	0.40	0.52	-0.71	0.07	0.41
1982	0.87	-0.03	0.05	-0.46	-0.74	-2.49	-1.89	-2.66	-2.12	-2.20	-3.25	-2.48
1983	-3.36	-3.46	-3.25	-1.41	0.79	-0.58	-0.70	-0.37	0.91	0.34	-0.12	-0.17
1984	-0.03	0.43	-0.85	0.39	-0.03	-1.22	0.12	0.10	0.17	-0.61	0.12	-0.24
1985	-0.55	0.79	0.20	1.42	-0.15	-1.39	-0.20	0.66	0.00	-0.76	-0.35	0.12
1986	0.82	-1.28	-0.09	0.11	-0.63	1.01	0.24	-0.85	-0.53	0.54	-1.57	-1.64
1987	-0.75	-1.41	-2.03	-2.69	-2.12	-2.69	-1.82	-1.67	-1.13	-0.69	-0.07	-0.66
1988	-0.31	-0.65	0.13	-0.03	1.09	-0.20	1.17	1.36	1.92	1.35	1.92	1.09
1989	1.31	0.80	0.59	2.18	1.45	0.81	0.95	-0.82	0.52	0.61	-0.38	-0.62
1990	-0.21	-1.79	-1.09	-0.01	1.41	-0.07	0.57	-0.71	-0.78	-0.17	-0.68	-0.38
1991	0.45	-0.06	-1.35	-1.55	-1.74	-0.79	-0.07	-1.07	-1.64	-1.55	-0.77	-2.02
1992	-2.85	-1.05	-2.85	-2.06	0.06	-1.82	-0.63	-0.01	0.06	-2.03	-0.84	-0.71
1993	-0.93	-0.96	-1.13	-2.29	-0.59	-2.18	-1.06	-1.73	-0.78	-1.57	-0.13	0.07
1994	-0.25	-0.06	-1.35	-2.63	-1.26	-1.46	-1.70	-2.03	-1.70	-1.58	-0.81	-1.41
1995	-0.51	-0.35	0.24	-1.72	-0.91	-0.31	0.44	-0.11	0.28	-0.34	-0.02	-0.72
1996	0.82	-0.02	0.53	0.91	0.46	1.06	0.70	0.33	0.66	0.26	-0.21	0.71
1997	0.29	1.21	-1.09	-1.55	-2.41	-3.02	-0.91	-2.31	-1.55	-1.69	-1.31	-1.12
1998	-2.53	-1.97	-3.31	-2.80	0.17	1.05	1.49	0.83	1.04	1.01	1.01	1.32
1999	1.58	0.58	0.78	2.11	0.44	0.00	0.52	-0.03	-0.07	0.95	1.22	1.37
2000	0.47	1.24	0.88	1.76	0.42	-0.87	-0.34	0.48	0.97	0.87	2.02	0.77
2001	0.78	1.00	0.46	-0.18	-0.84	-0.19	-0.27	-1.01	0.11	-0.38	0.64	-1.06
2002	0.20	0.64	-0.81	-0.48	-1.54	-1.02	-0.70	-1.62	-0.66	-0.79	-0.60	-1.30
2003	-0.30	-0.90	-0.91	-0.48	-0.85	-1.75	0.26	-0.35	-0.18	-0.26	-0.32	0.92
2004	-1.31	0.77	-0.11	-1.91	1.22	-1.91	-0.72	-0.90	-0.31	-0.42	-1.05	-0.94
2005	0,20	-2,99	-0,26	-1,22	-1,46	0,11	0,06	-0,97	0,34	1,12	-0,42	0,01

Таблиця 3.9

Коефіцієнти кореляції між середньомісячними значеннями приземної температури повітря та SOI

Назва станції	Висота над рівнем моря	Географічні координати		Від'ємні значення індексу (Ель-Ніньо)											
		широта	довгота	07.1963-02.1964	01.1969-11.1969	04.1972-04.1973	03.1977-04.1978	02.1980-11.1980	04.1982-04.1983	01.1987-02.1988	02.1991-04.1992	01.1993-11.1993	01.1994-02.1995	03.1997-04.1998	03.2002-06.2003
Станції Східної Антарктиди															
Casey	42 m	66.3 S	110.5 E	0,82	0,45	0,72	0,64	0,42	0,74	0,51	0,50	0,45	0,49	0,65	0,81
Mirny	30 m	66.5 S	93.0 E	0,82	0,49	0,73	0,67	0,46	0,76	0,57	0,54	0,49	0,51	0,69	0,81
Dumont_Durville	43 m	66.7 S	140.0 E	-	-	-	-	-	-	-	-	-0,16	-0,39	0,12	0,23
Mawson	16 m	67.6 S	62.9 E	0,01	0,44	0,74	0,68	0,07	0,79	0,49	0,50	0,46	-0,26	0,66	0,80
Davis	13 m	68.6 S	78.0 E	0,83	0,67	0,72	0,68	0,40	0,77	0,49	0,55	0,45	0,50	0,67	0,79
Syowa	21 m	69.0 S	39.6 E	-0,10	-0,14	0,43	0,10	-0,06	-0,39	0,53	-0,22	0,41	0,63	-0,05	0,33
Progress	64 m	69.2 S	76.2 E	-	-	-	-	-	-	-	0,47	-	-	-	0,56
Zhongshan	18 m	69.4 S	76.4 E	-	-	-	-	-	-	-	0,51	0,56	0,59	0,15	0,98
Leningradskaja	304 m	69.5 S	159.4 E	-	-	0,75	0,68	0,48	0,79	0,62	-	-	-	-	-
Novolazarevskaya	119 m	70.8 S	11.8 E	-0,05	-0,03	0,47	0,03	0,03	-0,47	0,55	-0,24	0,38	0,74	0,05	0,34
Asuka	931 m	71.5 S	24.1 E	-	-	-	0,68	-	-	-	-	-	-	-	-
Станції Західної Антарктиди															
Neumayer	50 m	70.7 S	8.4 W	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,90	-
Russkaya	124 m	74.8 S	136.9 W	-	-	-	-	0,57	0,79	0,65	-	-	-	-	-
Halley	30 m	75.5 S	26.4 W	0,01	-0,20	0,46	0,05	-0,02	-0,57	0,66	-0,17	0,40	0,76	0,16	0,23
Terra Nova Bay	0 m	75.5 S	163.0 W	-	-	-	-	-	-	0,47	-0,16	0,42	0,70	0,10	0,43
Belgrano_II	256 m	77.9 S	34.6 W	-	-	-	-	-	-	0,79	-0,02	0,45	-0,02	0,12	-
McMurdo	24 m	77.9 S	166.7 E	0,76	0,55	0,75	0,66	0,57	0,77	0,56	-	0,64	0,9	0,85	0,82
Skott_Base	16 m	77.9 S	166.7 E	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,79	0,81

Таблиця 3.10

Коефіцієнти кореляції між середньомісячними значеннями приземної температури повітря та SOI

Назва станції	Висота над рівнем моря	Географічні координати		Додатні значення індексу (Ла-Нінья)						
		широта	довгота	02.1955-01.1957	01.1971-03.1972	05.1973-10.1974	02.1975-05.1976	07.1988-07.1989	05.1998-07.1999	08.2000-03.2001
Станції Східної Антарктиди										
Casey	42 m	66.3 S	110.5 E	-	0,56	0,53	0,50	0,54	0,42	0,58
Mirny	30 m	66.5 S	93.0 E	0,47	0,59	0,59	0,54	0,59	0,37	0,59
Dumont_Durville	43 m	66.7 S	140.0 E	-	-	-	-	-	-0,31	0,01
Mawson	16 m	67.6 S	62.9 E	-	0,55	0,46	0,57	0,52	0,37	0,58
Davis	13 m	68.6 S	78.0 E	-	0,57	0,50	0,56	0,55	0,37	0,55
Syowa	21 m	69.0 S	39.6 E	-	0,55	0,49	0,54	0,52	0,37	0,58
Progress	64 m	69.2 S	76.2 E	-	-	-	-	0,42	-	-
Zhongshan	18 m	69.4 S	76.4 E	-	-	-	-	-	0,48	-
Leningradskaja	304 m	69.5 S	159.4 E	-	0,74	0,63	0,57	0,59	-	-
Novolazarevskaya	119 m	70.8 S	11.8 E	-	0,55	0,50	-0,25	0,53	0,39	0,55
Asuka	931 m	71.5 S	24.1 E	-	-	-	-	-0,09	-	-
Станції Західної Антарктиди										
Neumayer	50 m	70.7 S	8.4 W	-	-	-	-	-0,04	0,31	0,28
Russkaya	124 m	74.8 S	136.9 W	-	-	-	-	0,02	-	-
Halley	30 m	75.5 S	26.4 W	-	-0,54	0,71	0,58	0,69	0,62	-
Terra Nova Bay	0 m	75.5 S	163.0 W	-	-	-	-	0,48	0,38	0,62
Belgrano_II	256 m	77.9 S	34.6 W	-	-	-	-	0,63	-0,37	0,25
McMurdo	24 m	77.9 S	166.7 E	-0,42	-0,32	0,55	-0,14	0,07	0,26	0,36
Skott Base	16 m	77.9 S	166.7 E	-	-	-	-	-	0,34	0,30

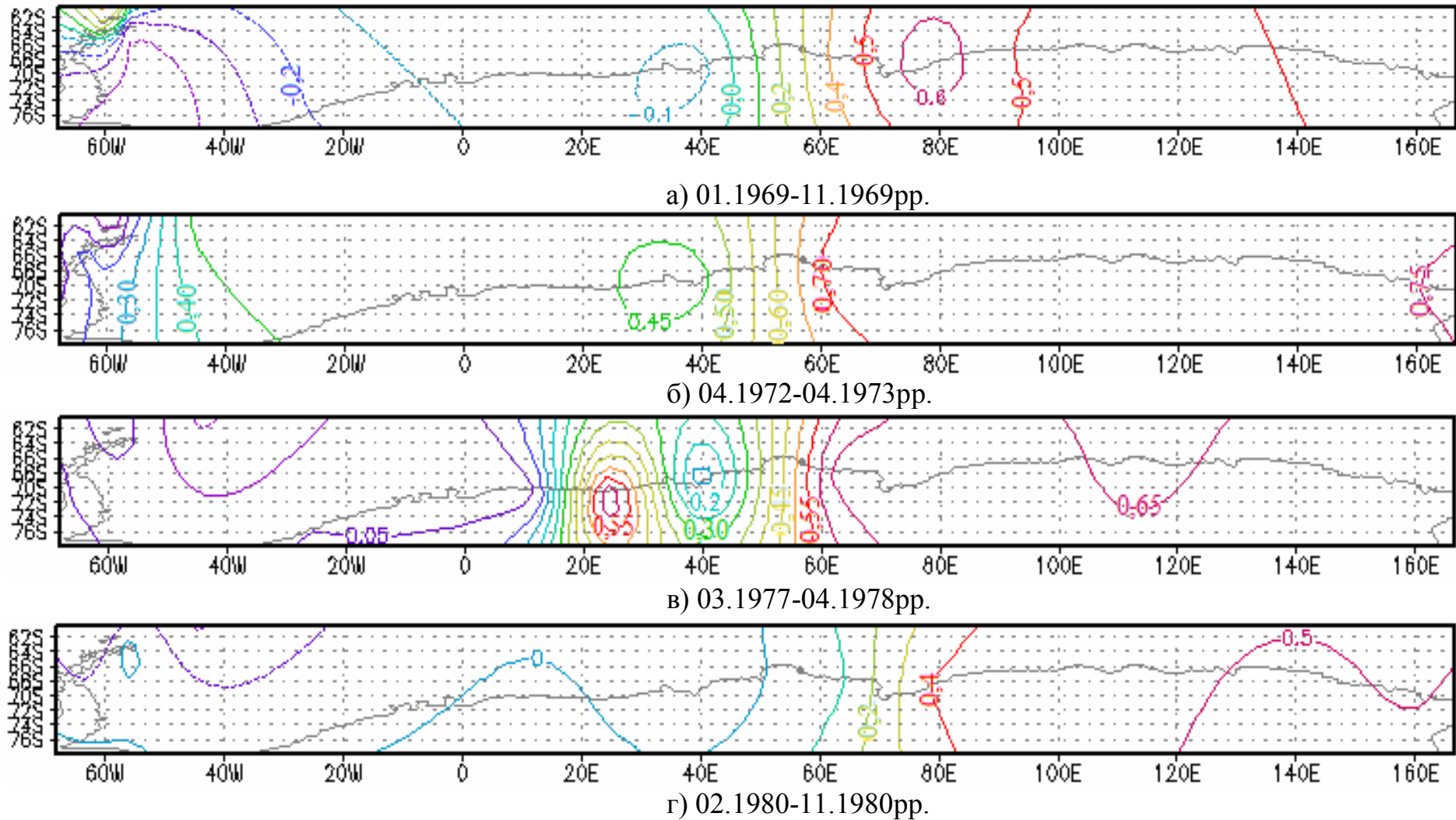


Рис. 3.7 Карты коефіцієнтів кореляції між середньомісячними значеннями приземної температури повітря та від'ємними значеннями SOI: а) період 01.1969-11.1969 б) 04.1972-04.1973; в) 03.1977-04.1978; г) 02.1980-11.1980

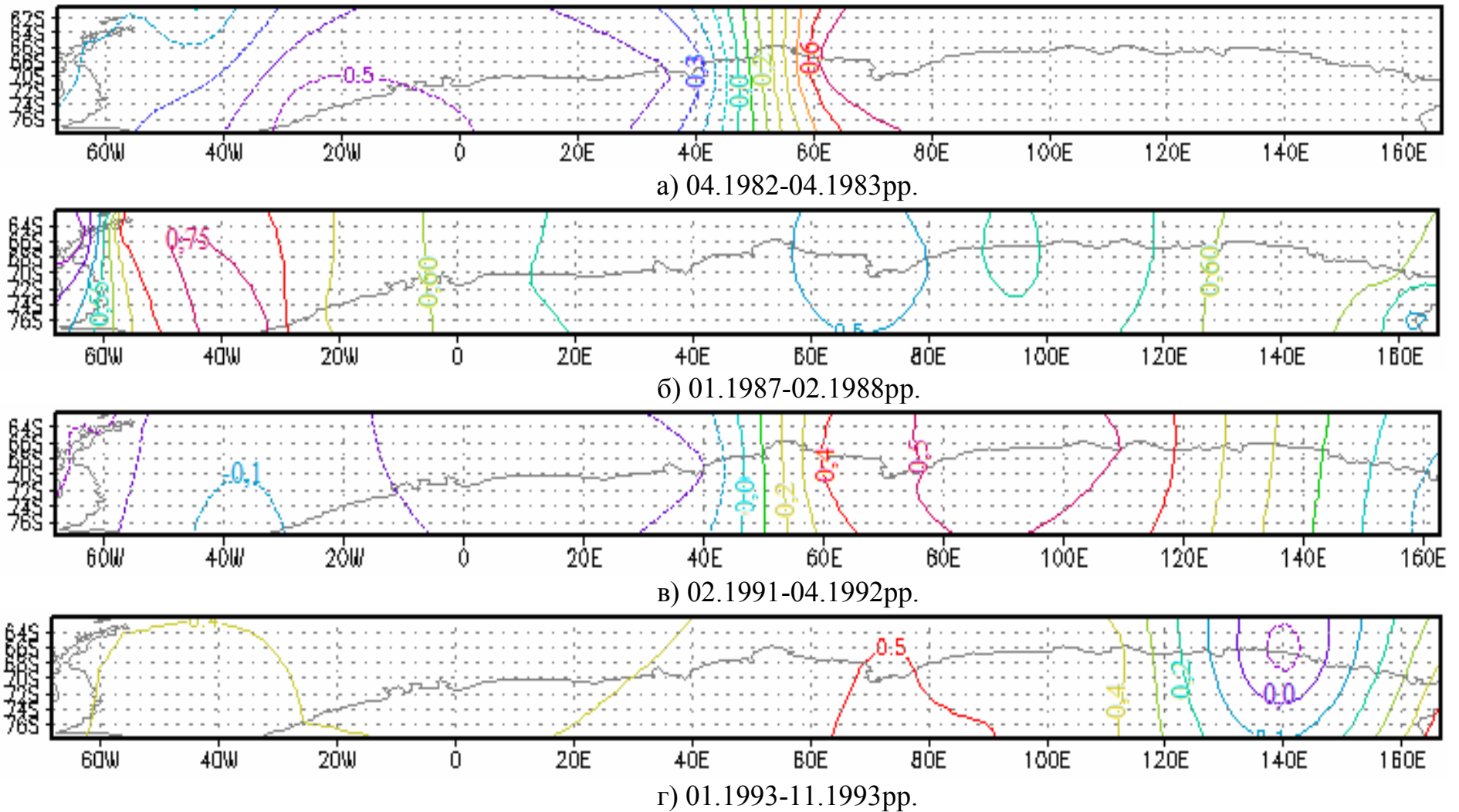


Рис. 3.8 Карты коефіцієнтів кореляції середньомісячної приземної температури повітря та від'ємними значеннями SOI: а)період 04.1982-04.1983; б)01.1987-02.1988; в)02.1991-04.1992; г)01.1993-11.1993

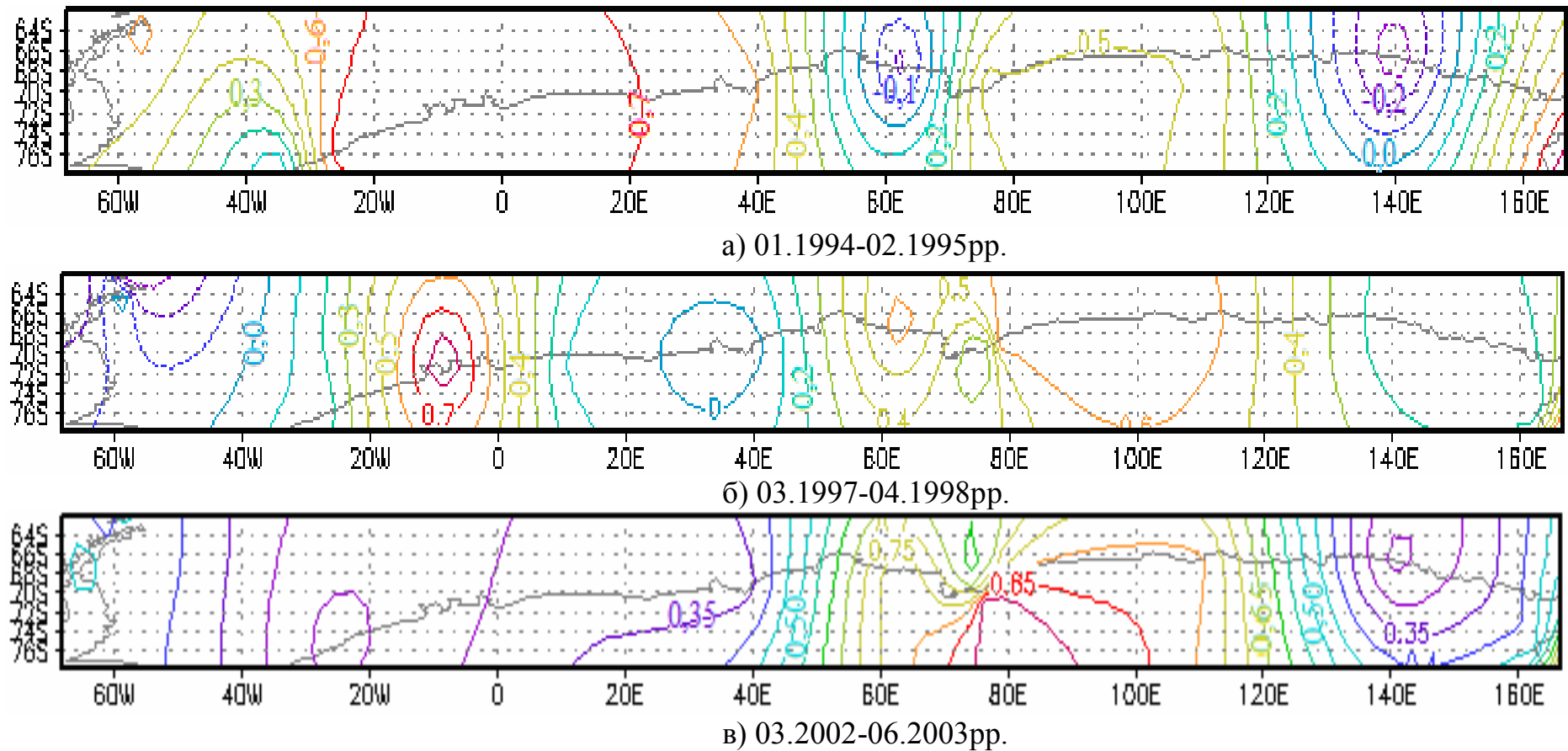
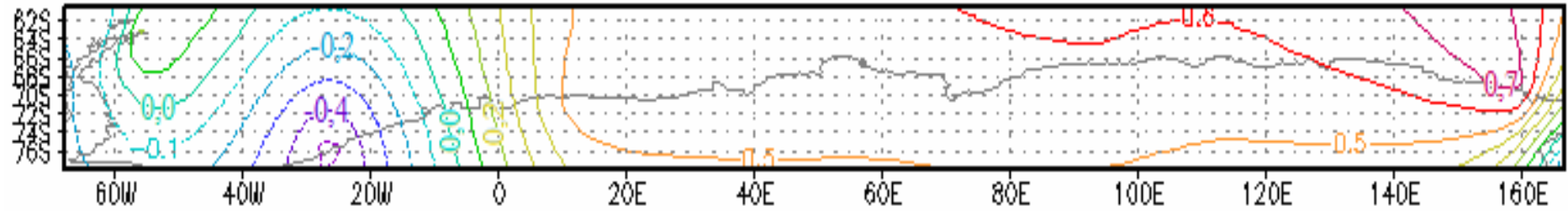
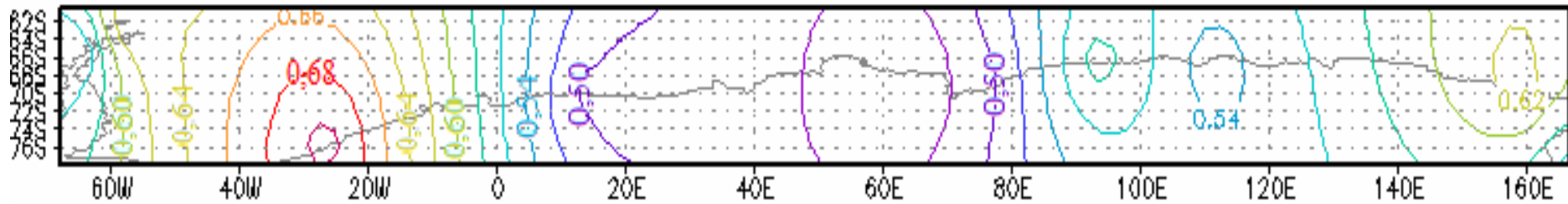


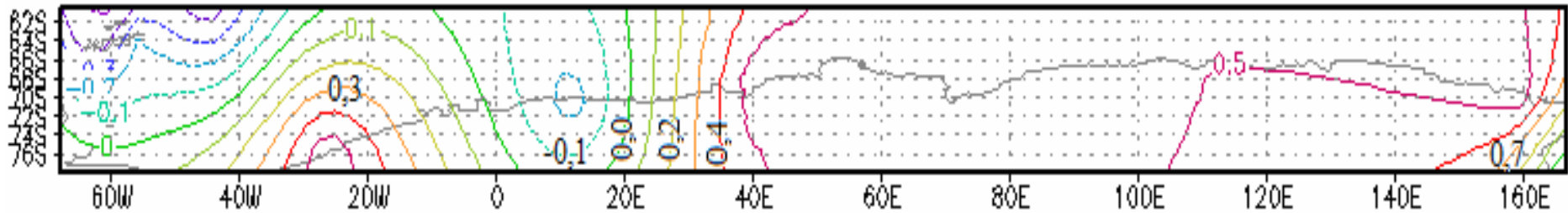
Рис. 3.9 Карты коефіцієнтів кореляції між середньомісячними значеннями приземної температури повітря та від'ємними значеннями SOI: а) період 01.1994-02.1995; б) 03.1997-04.1998; в) 03.2002-06.2003



а) 01.1971-03.1972pp.

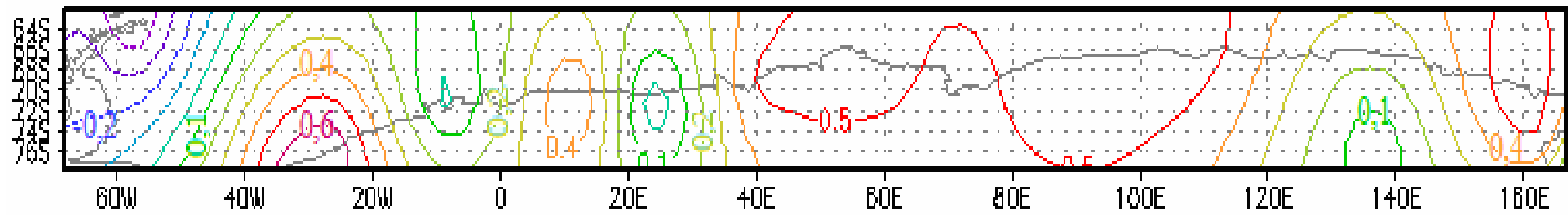


б) 05.1973-10.1974pp.

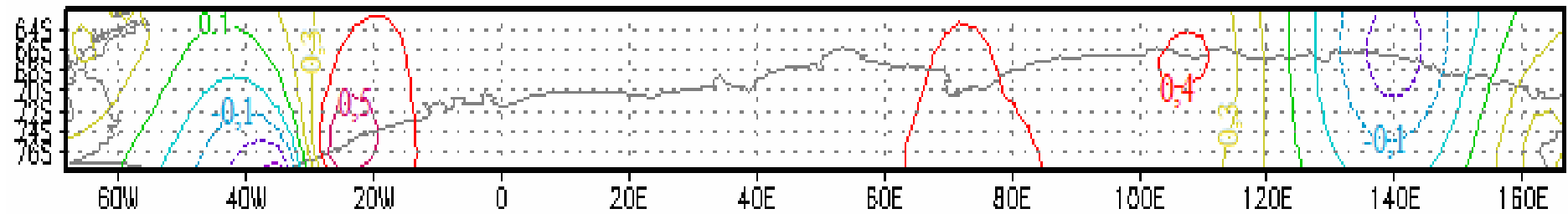


в) 02.1975-05.1976pp.

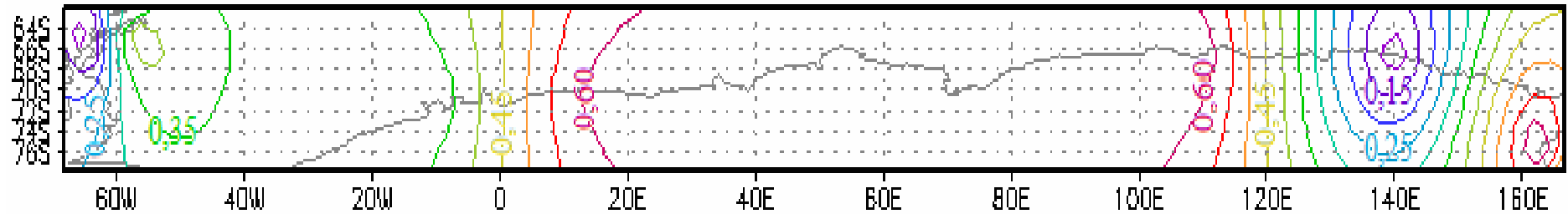
Рис. 3.10 Карты коефіцієнтів кореляції між середньомісячними значеннями приземної температури повітря та додатними значеннями SOI: а) період 01.1971-03.1972; б) 05.1973-10.1974; в) 02.1975-05.1976



а) 07.1988-07.1989pp.



б) 05.1998-07.1999pp.



в) 08.2000-03.2001pp.

Рис. 3.11 Карты коефіцієнтів кореляції між середньомісячними значеннями приземної температури повітря та додатними значеннями SOI: а) період 07.1988-07.1989; б) 05.1998-07.1999; в) 08.2000-03.2001

При чому, у всіх цих випадках на картах аномалій спостерігається зростання приземної температури повітря і диполь, який утворився, відповідає зоні від'ємних коефіцієнтів кореляції. У випадку коефіцієнтів кореляції між середньомісячними значеннями приземної температури повітря та від'ємних значеннями SOI: у березні (за період 1989-1998рр.) на 90° сх.д. формується зона від'ємних значень аномалій приземної температури повітря, якій відповідає зона додатних значень коефіцієнтів кореляції. Врахуємо те, що в розрахунках коефіцієнту кореляції використовували маленьку вибірку, тому деякі коефіцієнти мають значення близьке до значущого (0,56).

Якщо збільшити вибірку, значення коефіцієнтів кореляції може зрости. Але й на даній вибірці можна зробити деякі висновки [38]: максимальні коефіцієнти кореляції між середньомісячними значеннями приземної температури повітря та значеннями SOI спостерігаються за періоди 03.2002-06.2003рр., 04.1982-04.1983рр. (від'ємні значення SOI) та 01.1971-03.1972рр. (додатні значення SOI); коефіцієнти кореляції між середньомісячними значеннями приземної температури повітря та додатними значеннями SOI за період 05.1998-07.1999рр. практично всі далекі від значущих.

3.2.2 Кореляційний аналіз приземної температури повітря станцій Антарктичного півострова і островів та SOI

Для виявлення особливостей кореляційного зв'язку між приземною температурою повітря та SOI для всіх досліджених станцій Антарктичного півострова та островів була проведена вибірка періодів з теплом епізодом ЕПДК та з холодним. На основі рядів середньомісячних значень приземної температури повітря та SOI для визначених періодів був розрахований коефіцієнт кореляції, який є кількісною мірою лінійного кореляційного зв'язку

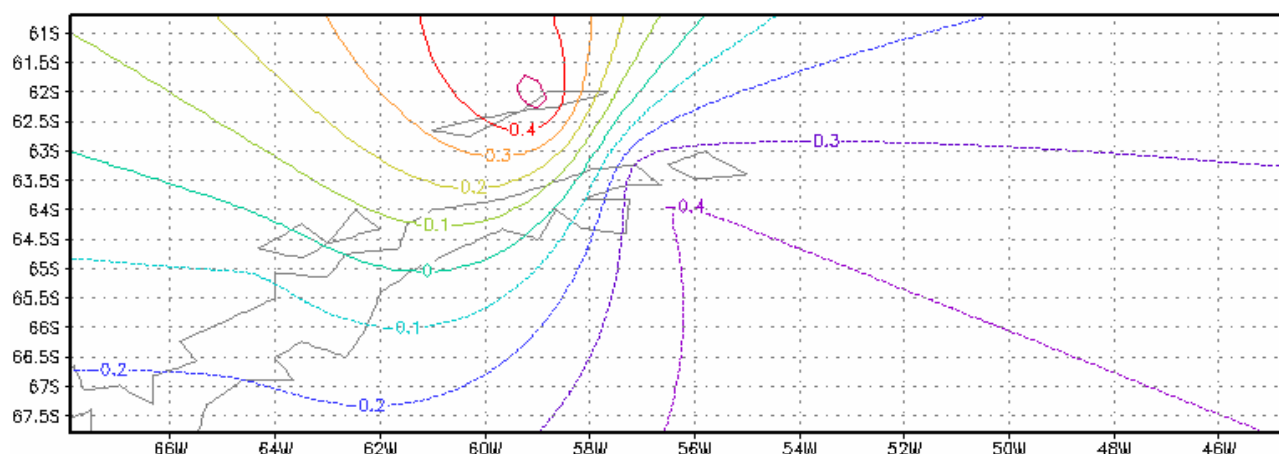
(табл. 3.11, 3.12). Перевірка гіпотези про статистичну значущість оцінки коефіцієнта кореляції, що отримана на основі випадкових вибірок викладена в підрозділі 3.2.1). Розраховане за формулою (3.1) значення критерію Стюдента – $t=2,26$. У нашому випадку $t > t_{кр}(\alpha, \nu)$ $2,26 > 2,13$. А це означає, що він дійсно виражає характер лінійного кореляційного зв'язку між випадковими величинами X та Y . Тобто, для станцій Антарктичного півострова та островів, як і для материкових станцій Антарктиди, всі коефіцієнти кореляції, які за модулем більше ніж 0,56 є статистично значущими. Були розраховані коефіцієнти кореляції для всіх зазначених періодів, вони представлені в таблицях 3.11 та 3.12. Аналіз таблиці коефіцієнтів кореляції між середньомісячними значеннями приземної температури повітря та значеннями SOI показав, що для Антарктичного півострова та островів для періодів від'ємних значень SOI характерні максимальні коефіцієнти кореляції, з максимумом на станції Bellingshausen. Отримані коефіцієнти кореляції були нанесені на карту Антарктичного півострова та островів за допомогою декількох комп'ютерних програм для поступового перетворення цифрової інформації на візуальну (рис. 3.12-3.17) [38]. Аналіз карт коефіцієнтів кореляції між середньомісячними значеннями приземної температури повітря та від'ємними значеннями SOI показав, що для періодів 01.1994-02.1995pp. характерні максимальні додатні значення коефіцієнтів кореляції в районі станцій Bellingshausen, Esperanza та Marambio, а для періоду 01.1987-02.1988pp. – максимальні додатні значення коефіцієнтів кореляції характерні на станції Esperanza, для всього Антарктичного півострова та островів в цей період спостерігаються незначущі коефіцієнти кореляції.

Кarti коефіцієнтів кореляції між середньомісячними значеннями приземної температури повітря та додатними значеннями SOI показали наявність прямої кореляційної залежності на станціях Bellingshausen, Orcadas та Esperanza в період 05.1973-10.1974pp.

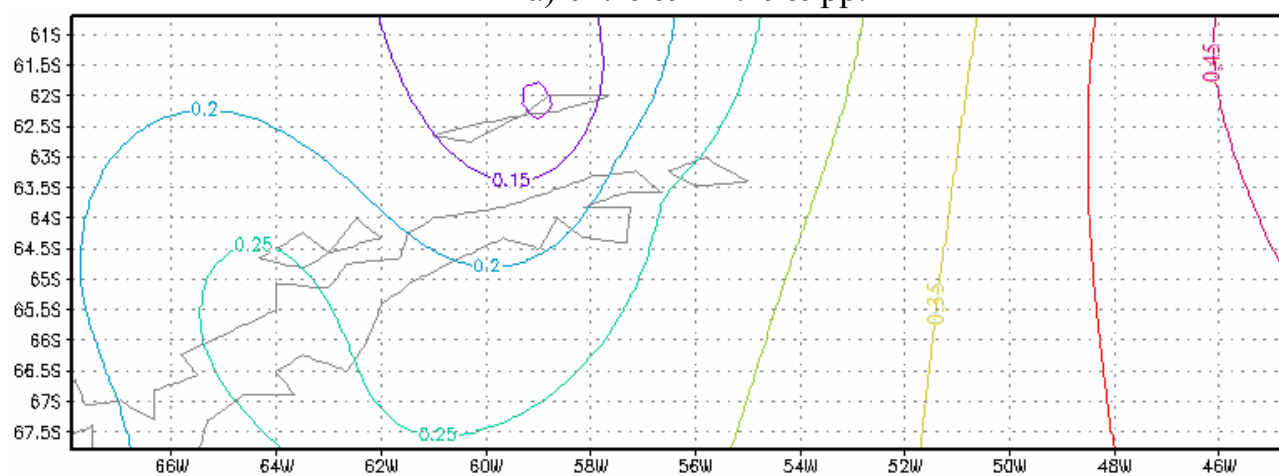
Таблиця 3.12

Коефіцієнти кореляції між середньомісячними значеннями приземної температури повітря та SOI

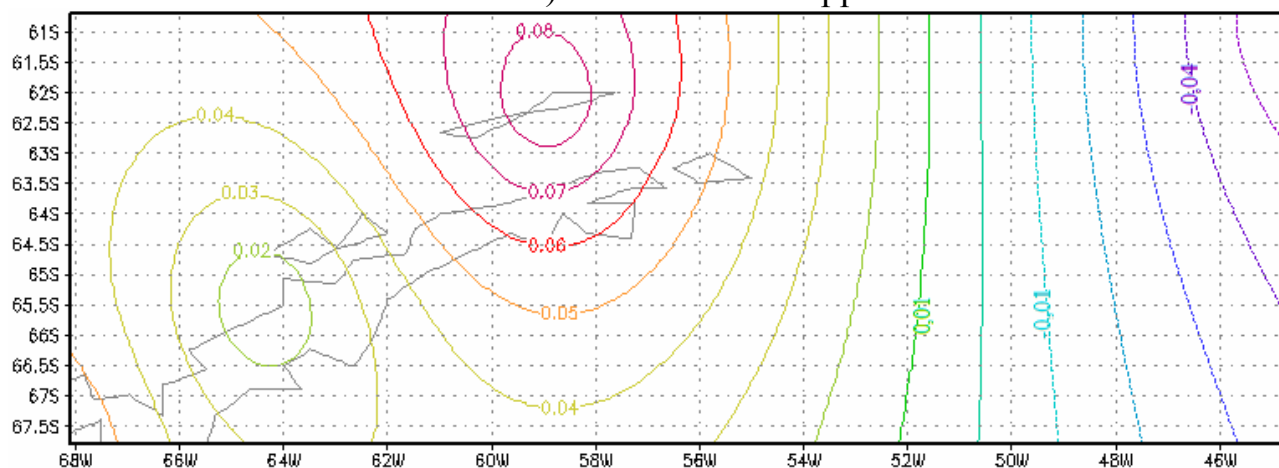
Назва станції	Висота над рівнем моря	Географічні координати		Додатні значення індексу (Ля-Нінья)					
		широта	довгота	01.1971-03.1972	05.1973-10.1974	02.1975-05.1976	07.1988-07.1989	05.1998-07.1999	08.2000-03.2001
Orcadas	6 m	60.7 S	44.7 W	0,11	0,64	-0,47	-	-	-
Ferraz	20 m	62.1 S	58.4 W	-	-	-	-	0,19	0,23
Jubany	4 m	62.2 S	58.6 W	-	-	-	-	0,63	-
King_Sejong	11 m	62.2 S	58.7 W	-	-	-	-	0,19	0,29
Bellingshausen	16 m	62.2 S	58.9 W	-0,10	0,63	-0,49	-0,48	0,20	0,11
Great_Wall	10 m	62.2 S	59.0 W	-	-	-	-	0,18	0,22
Marsh	10 m	62.4 S	58.9 W	-	-	-	-	0,17	0,23
Arturo_Pratt	5 m	62.5 S	59.7 W	-	-	-	-	0,16	0,28
Deception	8 mm	63.0 S	60.7 W	-	-	-	-	-	-
O_Higgins	10 m	63.3 S	57.9 W	-	-	-	-	0,23	0,30
Esperanza	13 m	63.4 S	57.0 W	0,23	0,63	-0,18	-0,51	0,22	0,28
Marambio	198 m	64.2 S	56.7 W	-	-	-	-	0,23	0,40
Faraday\ Vernadsky	11 m	65.4 S	64.4 W	-0,15	0,54	-0,45	-0,27	0,34	-0,01
Rothera	16 m	67.5 S	68.1 W	-	-		-0,28	0,27	0,14
Adelaide	26 m	67.8 S	67.9 W	-0,23	0,55	-0,04	-	-	-



а) 01.1969-11.1969рр.

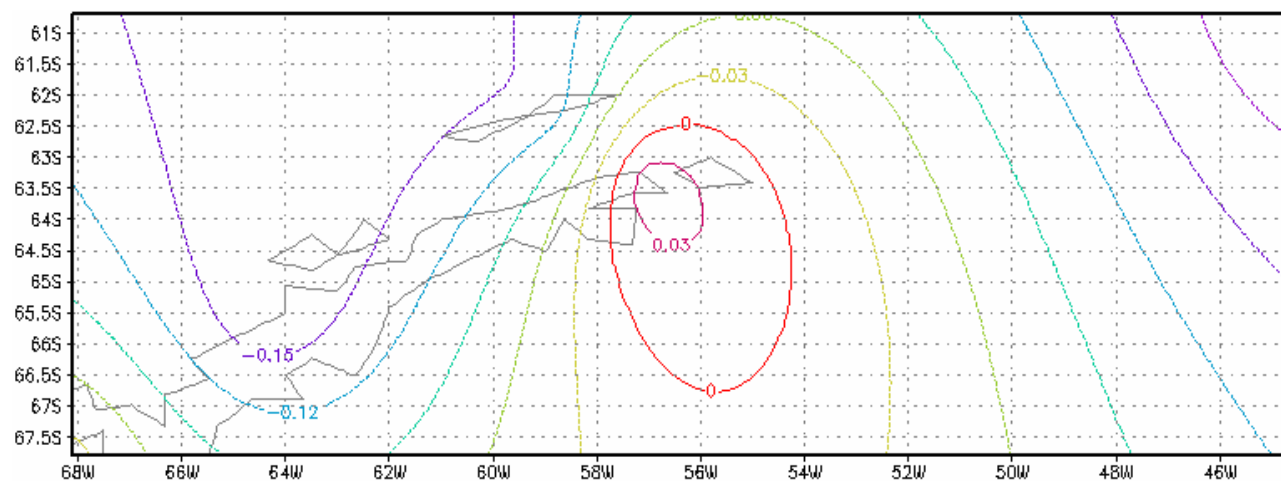


б) 04.1972-04.1973рр.

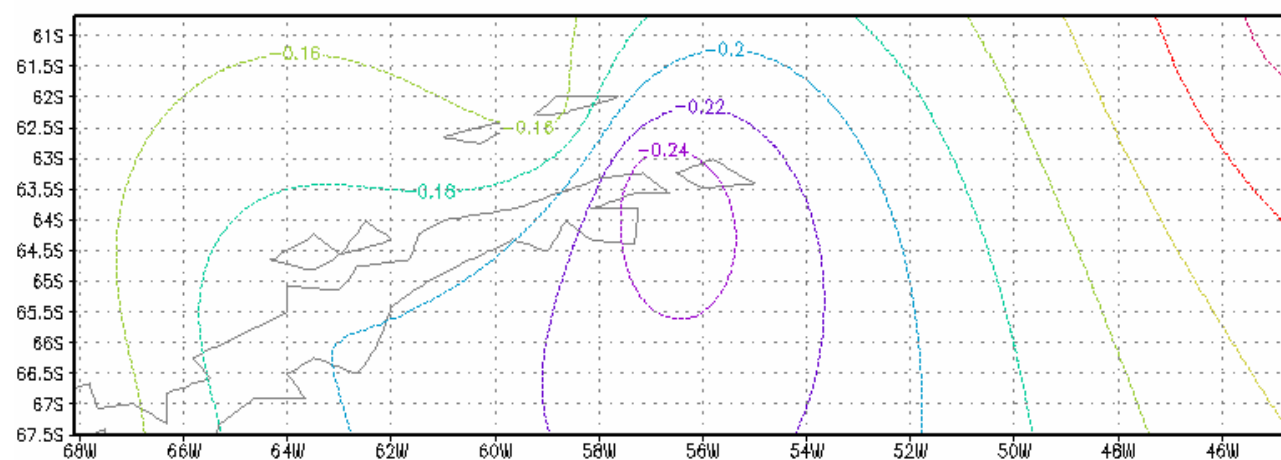


в) 03.1977-04.1978рр.

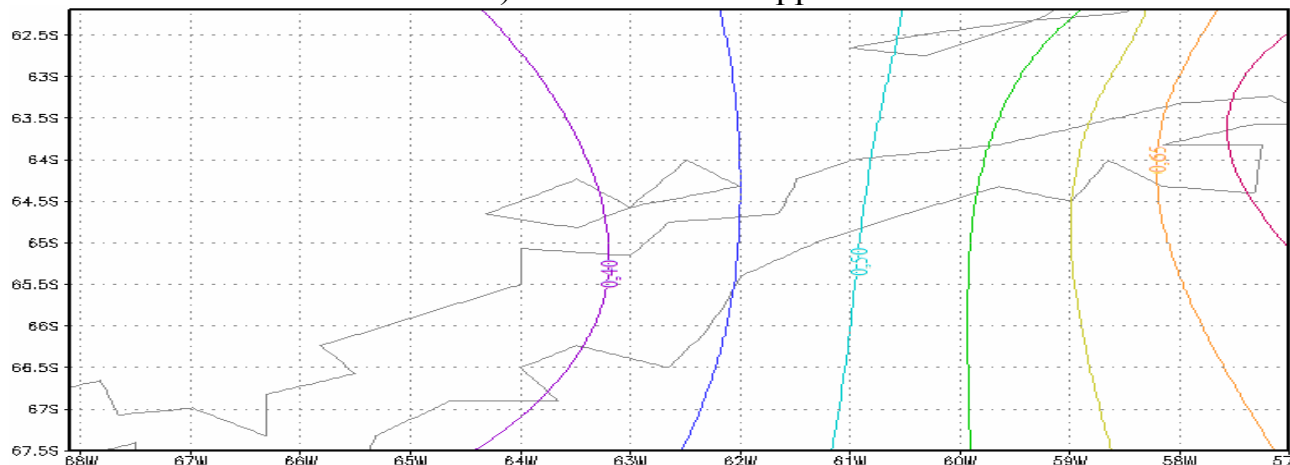
Рис. 3.12 Карты коефіцієнтів кореляції між середньомісячними значеннями приземної температури повітря та від'ємними значеннями SOI: а) період 01.1969-11.1969; б) 04.1972-04.1973; в) 03.1977-04.1978



а) 02.1980-11.1980pp.

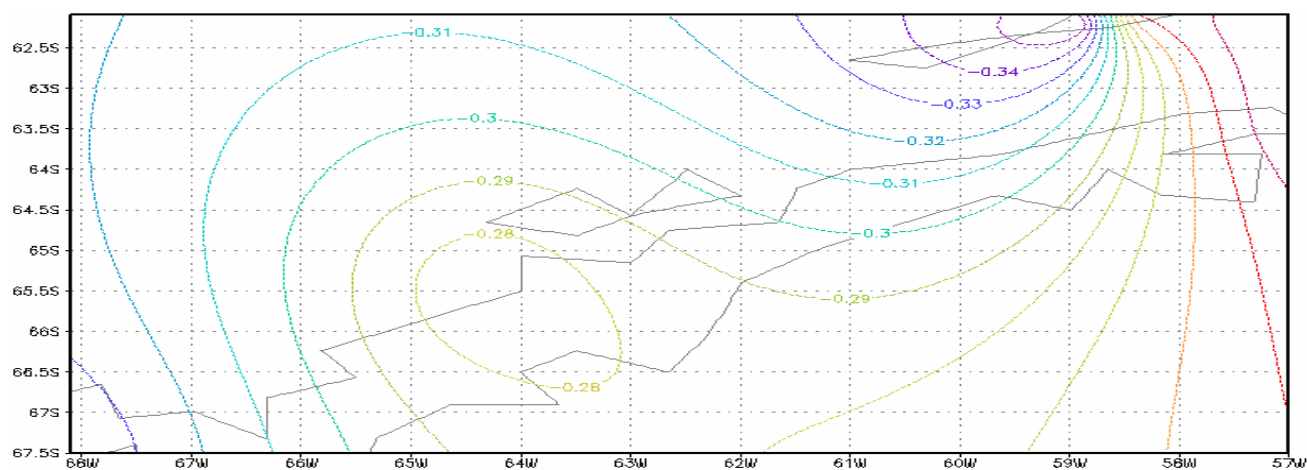


б) 04.1982-04.1983pp.

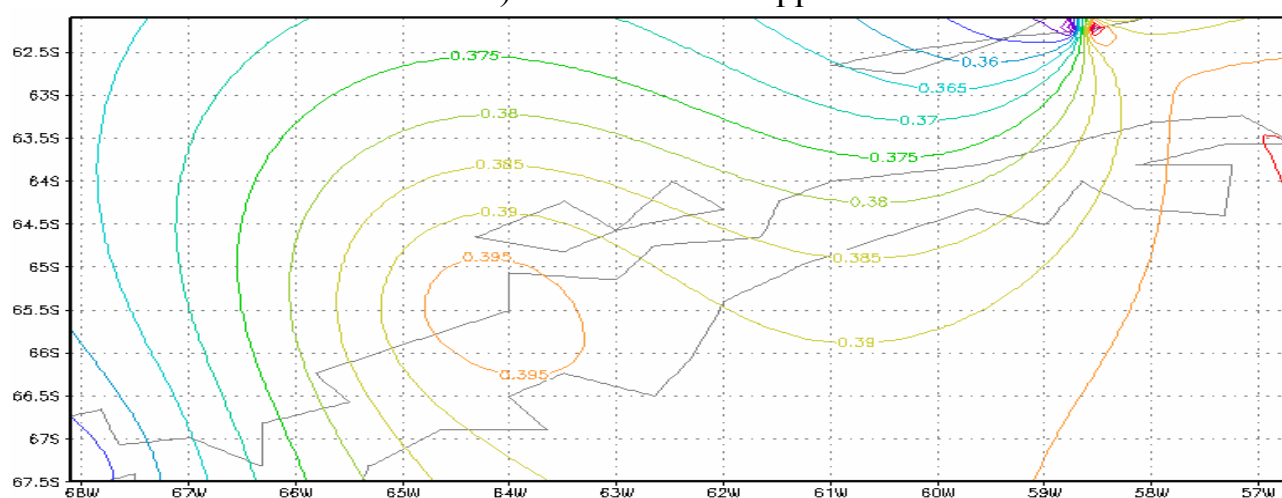


в) 01.1987-02.1988pp.

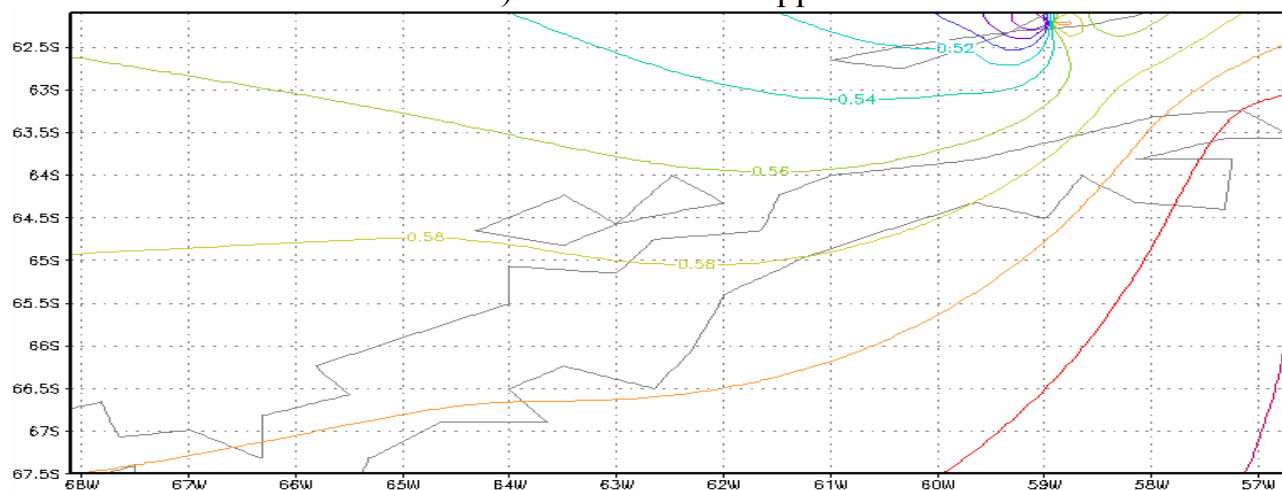
Рис. 3.13 Карты коефіцієнтів кореляції між середньомісячними значеннями приземної температури повітря та від'ємними значеннями SOI: а) період 02.1980-11.1980; б) 04.1982-04.1983; в) 01.1987-02.1988



а) 02.1991-04.1992pp.

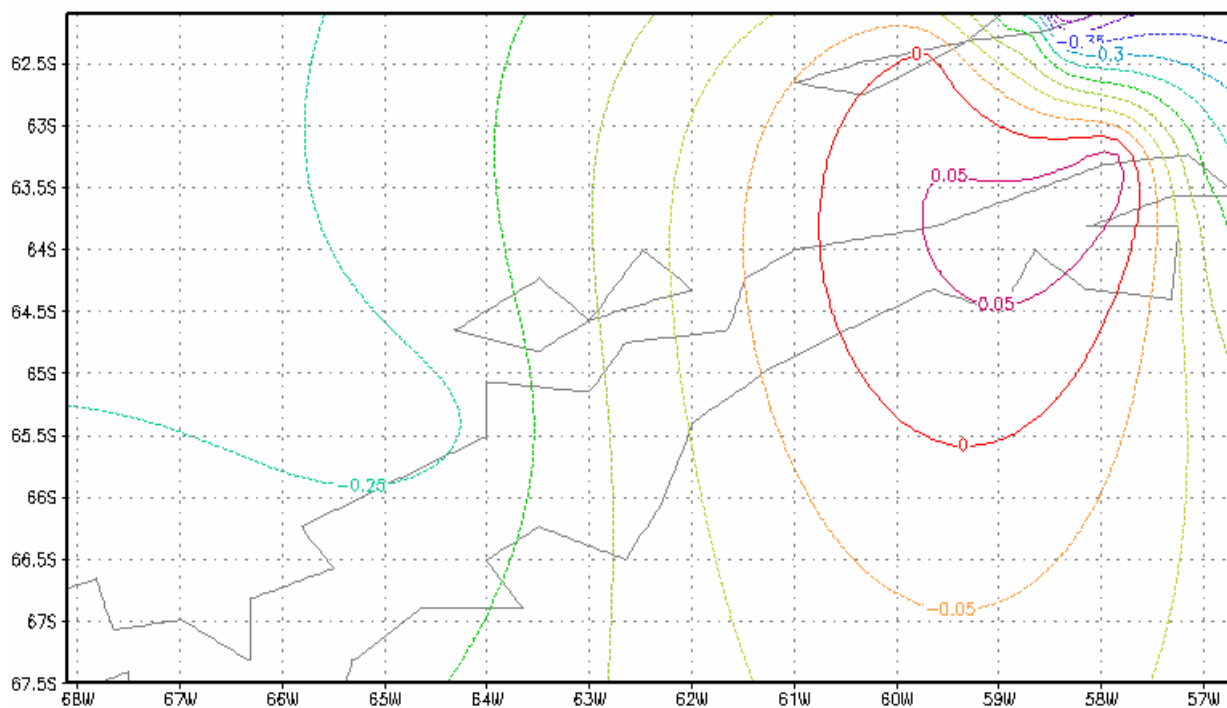


б) 01.1993-11.1993pp.

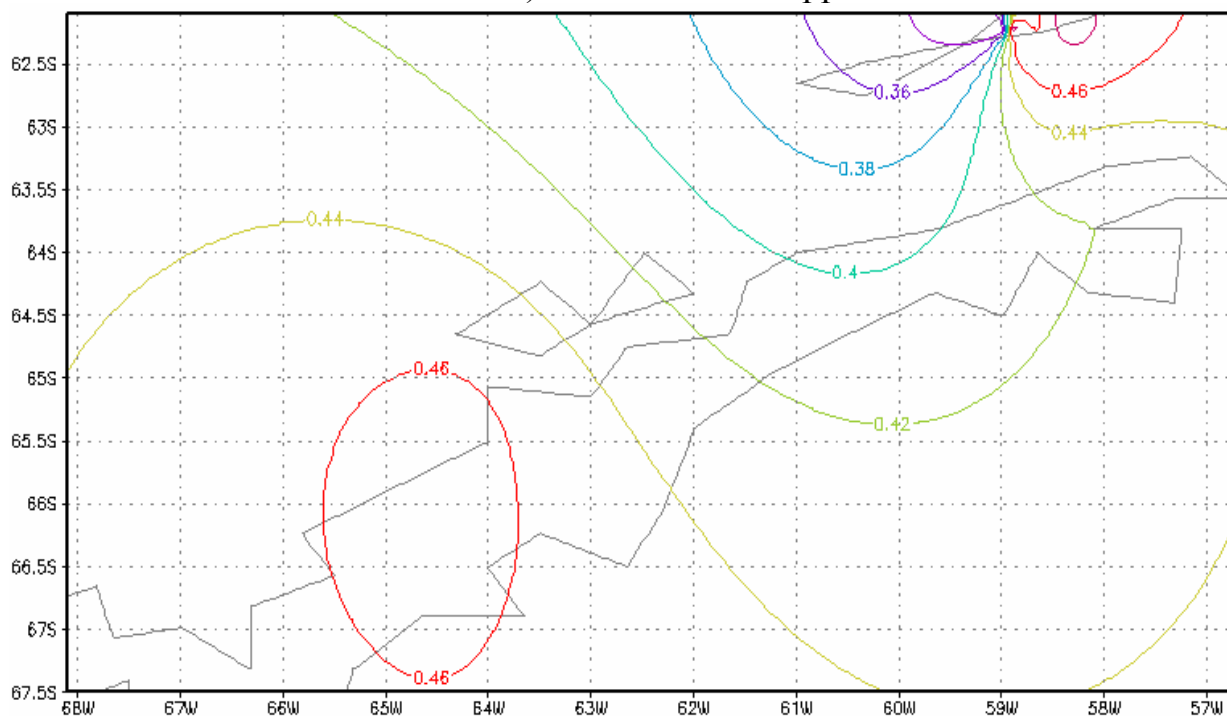


в) 01.1994-02.1995pp.

Рис. 3.14 Карты коефіцієнтів кореляції між середньомісячними значеннями приземної температури повітря та від'ємними значеннями SOI: а) період 02.1991-04.1992; б) 01.1993-11.1993; в) 01.1994-02.1995

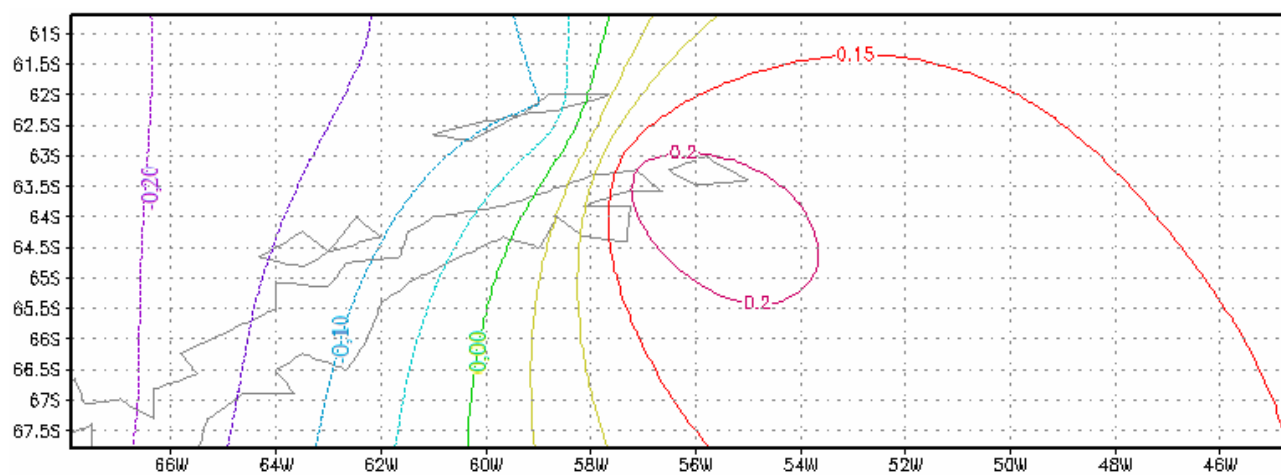


а) 03.1997-04.1998рр.

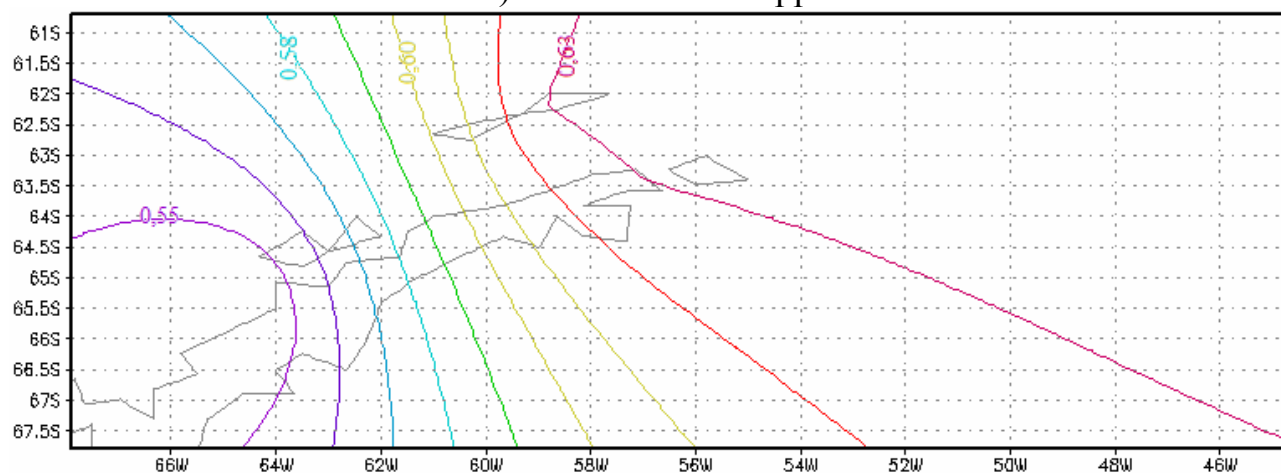


б) 03.2002-06.2003рр.

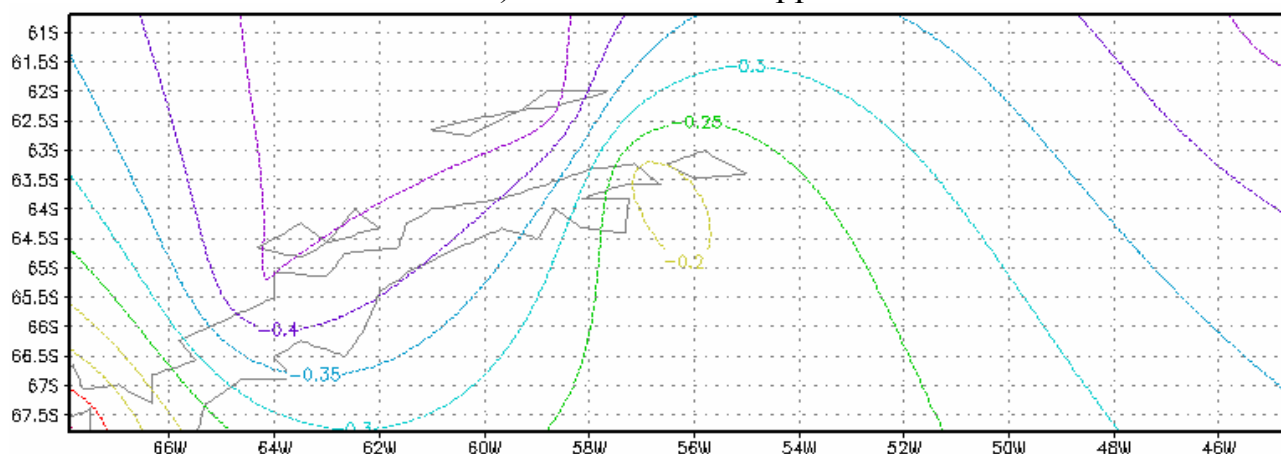
Рис. 3.15 Карты коефіцієнтів кореляції між середньомісячними значеннями приземної температури повітря та від'ємними значеннями SOI: а) період 03.1997-04.1998; б) 03.2002-06.2003



а) 01.1971-03.1972рр.

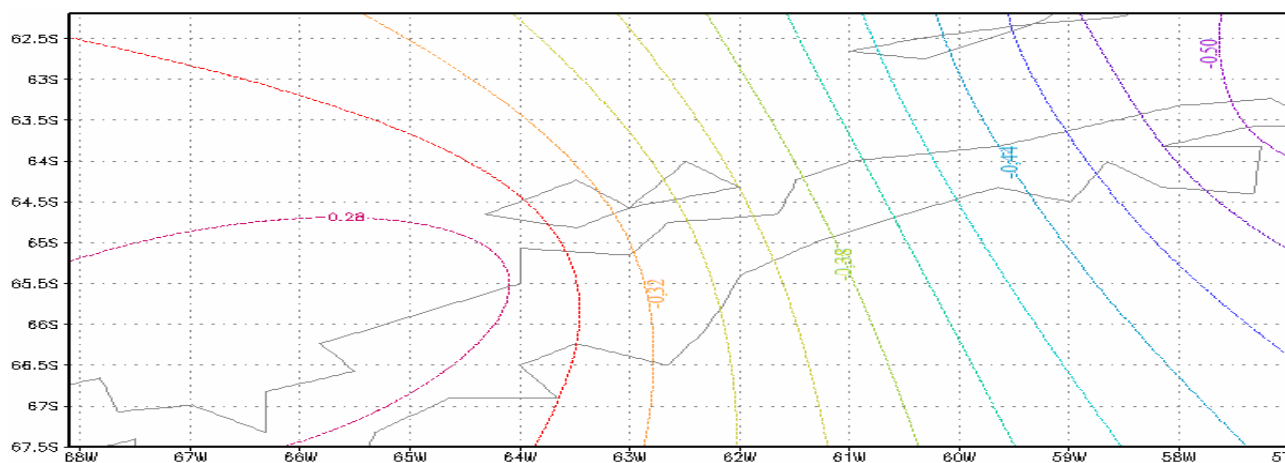


б) 05.1973-10.1974рр.

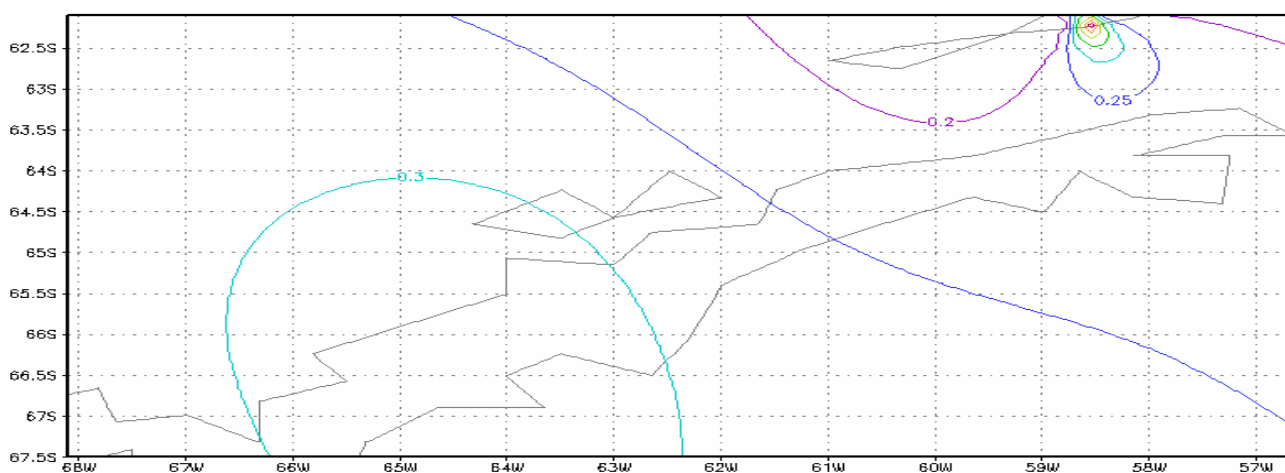


в) 02.1975-05.1976рр.

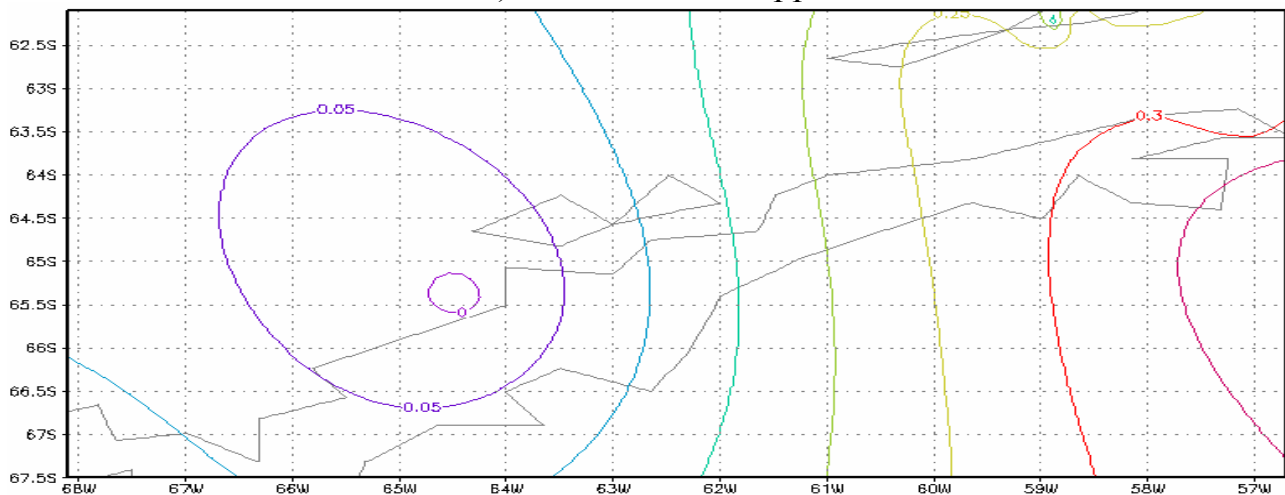
Рис. 3.16 Карты коефіцієнтів кореляції між середньомісячними значеннями приземної температури повітря та додатними значеннями SOI: а) період 01.1971-03.1972; б) 05.1973-10.1974; в) 02.1975-05.1976



а) 07.1988-07.1989рр.



б) 05.1998-07.1999рр.



в) 08.2000-03.2001рр.

Рис. 3.17 Карты коефіцієнтів кореляції між середньомісячними значеннями приземної температури повітря та додатними значеннями SOI: а) період 07.1988-07.1989; б) 05.1998-07.1999; в) 08.2000-03.2001

Для періодів 01.1971-03.1972рр. та 05.1998-07.1999рр. для всього Антарктичного півострова та островів характерні незначущі коефіцієнти кореляції, за винятком ст. Jubany. Найбільша перебудова полів коефіцієнтів кореляції спостерігається в районі Антарктичного півострова, найменші зміни характерні для полів коефіцієнтів кореляції між середньомісячними значеннями приземної температури повітря та від'ємними значеннями SOI за періоди з 03.1977 по 04.1978рр.; 02.1980-11.1980рр. Слід врахувати те, що для станцій Антарктичного півострова та островів (як і для материкових станцій Антарктиди) в розрахунках коефіцієнтів кореляції використовували маленьку вибірку, тому деякі коефіцієнти мають значення, близьке до значущого. Якщо збільшити вибірку, значення коефіцієнтів кореляції може зрости.

Сумісний аналіз карт коефіцієнтів кореляції між середньомісячними значеннями приземної температури повітря та додатними значеннями SOI та карт аномалій приземної температури повітря показав, що локальна неоднорідність температури, яка формує диполь, співпадає з рисунком ізоліній коефіцієнтів кореляції, згущення яких спостерігається у зоні диполю: у травні 1998р. зниження температури в районі диполю на околиці Антарктичного півострову співпадає з додатними значеннями коефіцієнта кореляції за період 05.1998-07.1999рр.

У випадку коефіцієнтів кореляції між середньомісячними значеннями приземної температури повітря та від'ємними значеннями SOI рисунок ізоліній коефіцієнтів кореляції формує зону згущення, яка спостерігається у зоні температурного диполю: у березні 1989-1998рр. (за періоди 02.1991-04.1992, 01.1993-11.1993, 01.1994-02.1995рр.) в районі півострова. При чому, у всіх цих випадках, коли на картах аномалій спостерігається зростання приземної температури повітря, диполь, який утворився, відповідає зоні від'ємних коефіцієнтів кореляції і навпаки – зменшення температури повітря свідчить про наявність в цьому районі додатних значень коефіцієнтів кореляції.

Аналіз таблиці 3.11 показав тенденцію до поступового зростання коефіцієнтів кореляції між середньомісячними значеннями приземної температури повітря та від'ємними значеннями SOI для Антарктичного півострова від попереднього епізоду Ель-Ніньо до наступного. Так, період 02.1991-04.1992рр. характеризується від'ємними значеннями коефіцієнтів кореляції, які не являються статистично значущими, для всіх станцій півострова та островів. Наступний період, 01.1993-11.1993рр., характеризується вже додатними значеннями коефіцієнтів кореляції, які також не є статистично значущими. Для наступного періоду, 01.1994-02.1995рр., характерні статистично значущі додатні значення коефіцієнта кореляції майже для усіх станцій антарктичного півострова та островів. Слід відмітити, що в наступному епізоді Ель-Ніньо, 03.1997-04.1998рр., коефіцієнти кореляції на більшості станцій змінюють свій знак на протилежний, тобто відбувається формування диполу. Проведемо порівняльний аналіз періодів формування диполів в районі Антарктичного півострову та материку відповідно до епізодів ЕПДК. Для цього зведемо в єдину таблицю інформацію щодо спостереження диполів (табл. 3.13).

Як відомо, теплі періоди ЕПДК, які характеризується від'ємними значеннями SOI, визначаються як роки Ель-Ніньо та відповідно – холодні епізоди ЕПДК, як роки Ля-Нінья. В таблиці плюсом показана наявність диполу, мінусом – відсутність, «згущення» – відповідає згущенню ізоліній в цьому районі за означений період.

Частіше формування диполу спостерігається на узбережних станціях материка і значно рідше – на станціях антарктичного півострова. Як вже зазначалося раніше, умови формування диполу – це утворення локальних неоднорідностей температури, які формують диполь, у випадку з коефіцієнтами кореляції – це формування районів згущення ізокорелят. Тому в деяких випадках (01.1987-02.1988рр., 02.1991-04.1992рр., 01.1993-11.1993рр. та 07.1988-07.1989рр.) на картах коефіцієнтів кореляції спостерігається зони згущення, хоча значення коефіцієнтів кореляції через 0 не переходять.

Таблиця 3.13

Періоди формування диполів в районі Антарктичного материку відповідно до епізодів ЕПДК

Періоди теплового епізоду ЕПДК (від'ємні значення SOI) Роки Ель-Ніньо	Наявність диполу		Періоди холодного епізоду ЕПДК (додатні значення SOI) Роки Ля-Нінья	Наявність диполу	
	півострів	материк		півострів	материк
07.1963-02.1964		+	01.1971-03.1972	+	+
01.1969-11.1969	+	+	05.1973-10.1974	-	-
04.1972-04.1973	-	-	02.1975-05.1976	-	+
03.1977-04.1978	+	-	07.1988-07.1989	згущення	+
02.1980-11.1980	+	+	05.1998-07.1999	-	+
04.1982-04.1983	-	+	08.2000-03.2001	+	-
01.1987-02.1988	згущення	-			
02.1991-04.1992	згущення	+			
01.1993-11.1993	згущення	+			
01.1994-02.1995	-	+			
03.1997-04.1998	+	+			
03.2002-06.2003	-	-			

Зауважимо, що опісля трьох періодів теплового епізоду ЕПДК утворюється реальний диполь з переходом через 0. Висока повторюваність диполу на узбережних станціях материку обумовлена різкими перепадами температур, у даному випадку материк являється джерелом низьких температур, в той час, як повітря над Антарктичним півостровом характеризується більш високими температурами.

Вивчення динаміки температури як приземної, так і тропосферної, являється одним з важливіших питань кліматичних змін, які відбуваються в Південній півкулі. Як було показано [45, 52, 110], нема свідочств, які б підтвердили «загальноантарктичне» підвищення температури повітря. Метою дослідження в наступному підрозділі являється визначення динаміки температури повітря всієї тропосфери.

3.3 Аналіз тенденцій температури тропосфери Антарктиди

3.3.1 Статистичні характеристики аномалій середньорічних коливань температури тропосфери

Для аналізу динаміки температури тропосфери були розраховані середні значення аномалій \bar{A} , їх середньоквадратичні відхилення S_x , а також коефіцієнти асиметрії A_s та ексцесу E . Оцінки проаналізовані для АТ 850, 700, 500, 300 гПа та представлені в таблиці 3.14. Максимальними значеннями S_x на АТ 850 гПа характеризуються ст. Novolazarevskaya, Molodezhnaya – 1,26; та 1,19 відповідно; на АТ 700 гПа максимум відмічається взимку на ст. Novolazarevskaya – 1,01; для 500 гПа – ст. Novolazarevskaya 1,37; 300 гПа – ст. Leningradsкая – 1,68 та Vostok – 1,37, Novolazarevskaya – 1,22 [28].

Для АТ 850 та 700 гПа відсутні значення для станцій Amundsen-Scott та Vostok в силу того, що ці станції мають значну висоту над рівнем моря і поверхня 500 гПа для них є найнижчою серед стандартних. Таким чином, максимальними відхиленнями від середніх значень середньорічної температури повітря на вибраних ізобаричних поверхнях характеризуються станції Novolazarevskaya, Leningradsкая, Vostok та Molodezhnaya. Це свідчить про збільшення амплітуди коливань температури повітря на цих станціях.

Серед ізобаричних поверхонь максимальними відхиленнями характеризується поверхня 300 гПа, причому, в сезонному ході також. По степені скошеності кривих розподілу, тобто по величині коефіцієнту A_s , в рядах аномалій температури південних полярних широт помітно переважання сильної ($|A_s| \geq 0,5$) асиметрії.

Таблиця 3.14

Статистичні характеристики аномалій середньорічної температури повітря на стандартних ізобаричних поверхнях

Станції	\bar{A}	S_x	A_s	E	T , роки
850гПа					
Amundsen-Scott					
Vostok					
McMurdo	-0,1	0,98	-0,45	0,86	>40
Sanae	0,0	0,60	-0,10	-0,24	>20
Novolazarevskaya	0,0	1,26	2,69	10,28	20
Syowa	-0,1	0,43	0,69	0,49	>30
Molodezhnaya	0,2	1,19	0,93	1,34	20
Mawson	-0,1	0,77	-0,73	0,42	>40
Davis	-0,2	0,91	0,92	1,14	>40
Mirny	0,0	0,80	-0,44	0,12	20
Casey	-0,1	0,83	-0,36	0,08	>40
Dumont_Durville	0,0	0,66	0,77	1,05	>10
Leningradskaya	-0,2	0,97	0,01	0,51	<10
Macquarie island	0,0	0,53	0,19	-0,68	>40
Bellingshausen	0,0	0,78	-1,04	3,51	>30
700гПа					
Amundsen-Scott					
Vostok					
McMurdo	0,0	0,85	0,32	0,05	>40
Sanae	0,0	0,38	0,38	0,62	>20
Novolazarevskaya	-0,1	1,01	2,86	10,93	20
Syowa	0,0	0,35	0,97	2,39	>30
Molodezhnaya	0,2	0,82	-0,38	1,29	20
Mawson	0,0	0,59	-0,44	0,54	>40
Davis	-0,1	0,67	-1,23	3,74	>40
Mirny	0,1	0,58	0,03	-0,56	20
Casey	-0,1	0,63	-0,33	-0,33	>40
Dumont_Durville	-0,1	0,56	0,86	0,49	>10
Leningradskaya	-0,2	0,79	-0,15	-0,57	<10
Macquarie island	0,2	0,65	-0,50	0,04	>40
Bellingshausen	0,0	0,84	-0,62	0,68	>30

Продовження таблиці 3.14

Станції	\bar{A}	S_x	A_s	E	T , роки
500гПа					
Amundsen-Scott	0,0	0,71	0,36	-0,90	40
Vostok	0,0	0,65	-0,01	-0,60	>10
McMurdo	-0,1	0,92	0,94	1,20	>40
Sanae	0,0	0,35	0,78	1,25	>20
Novolazarevskaya	0,2	1,37	1,02	5,01	20
Syowa	0,0	0,35	-0,12	1,37	>30
Molodezhnaya	0,1	0,86	0,10	0,82	20
Mawson	0,0	0,60	-0,6	0,95	>40
Davis	-0,1	0,71	-0,08	-0,33	>40
Mirny	-0,1	0,71	-0,17	-0,55	20
Casey	0,0	0,64	-0,12	-0,42	>40
Dumont_Durville	0,0	0,43	0,64	-0,73	>10
Leningradskaya	-0,1	0,98	-0,20	-0,34	<10
Macquarie island	0,4	0,68	-0,89	1,78	>40
Bellingshausen	-0,1	0,92	0,46	2,00	>30
300гПа					
Amundsen-Scott	0,0	0,51	0,53	0,95	40
Vostok	0,0	1,37	2,08	6,10	>10
McMurdo	-0,2	0,92	0,61	0,59	>40
Sanae	-0,1	0,33	0,95	1,02	>20
Novolazarevskaya	0,0	1,22	1,36	5,37	20
Syowa	0,0	0,33	0,32	-1,15	>30
Molodezhnaya	0,2	1,04	0,70	3,05	20
Mawson	0,0	0,56	-1,13	1,91	>40
Davis	-0,2	0,91	-1,64	2,75	>40
Mirny	0,0	0,73	0,73	0,37	20
Casey	0,0	0,48	-0,13	-0,44	>40
Dumont_Durville	0,0	0,52	0,06	-1,22	>10
Leningradskaya	-0,1	1,68	0,20	2,17	<10
Macquarie island	-0,1	0,80	-1,99	4,12	>40
Bellingshausen	-0,3	1,21	1,22	4,34	>30

Ізобаричним поверхням 850 та 300 гПа властива правостороння, а 700, 500 гПа – лівостороння асиметрія. Це свідчить про нестабільність тропосфери над південними полярними широтами. Причому, поверхні 850, 500 та 300 гПа

характеризуються сильною асиметрією, а 700 гПа – помірною. Це означає суттєву відмінність процесу змін клімату в південних полярних широтах від нормального та його нестаціонарність [32].

Звертаючись до аналізу коефіцієнтів ексцесу в таблиці 3.14, треба відмітити переважання витягнутого розподілу аномалій ($E > 0$) в південних полярних широтах над плосковершинним ($E < 0$) в останнє сорокаріччя, тобто температура змінюється у вузькому діапазоні. Враховуючи це, можна зробити висновок, що в даному районі спостерігаються різкі коливання температури повітря, які характеризуються великими значеннями амплітуди та зменшенням періоду коливань. Звернемо увагу на те, що вся вибірка складається з даних радіозондування антарктичних станцій, які мають різні терміни спостережень, але більшість з них має період не менш 20 років та охоплює останнє двадцятиріччя. Все вище перелічене свідчить про нестаціонарність змін середньорічних температур тропосфери в південних полярних широтах. Також відмітимо, що процес змінення аномалій температури тропосфери в Антарктиці має свої особливості та свідчить про нестійкий стан всієї тропосфери [32].

3.3.2 Порівняльний аналіз широтного розподілу середньорічних аномалій температури повітря в тропосфері

Далі нами були проаналізовані ряди середньорічних аномалій температури повітря тропосфери, осереднені для широтних зон 50-60°, 60-80° та 80-90° пд.ш. (табл. 3.15-3.18). Детальне статистичне дослідження вказаних рядів до теперішнього часу не було виконано. Аналіз таблиць показав, що широти 50-60° пд.ш. характеризуються нульовими або додатними середніми значеннями аномалій температури, лівосторонньою та близькою до помірної

асиметрією, та додатним ексцесом. Це свідчить про збільшення температури повітря тропосфери за період дослідження.

Аналіз статистичного розподілу зонально осереднених характеристик температури вказує на відмінність його від нормального, зміщення в сторону зростання температур та переважання витягнутого розподілу аномалій ($E > 0$), тобто температура змінюється в узькому діапазоні.

Таблиця 3.15

Статистичні характеристики аномалій середньорічних коливань температури в широтному розподілу на ізобаричній поверхні 850гПа

Широти	Середні значення аномалій температури	Середньоквадратичне відхилення	Асиметрія	Ексцес
50-60	0,0	0,66	-0,43	1,42
60-80	0,0	0,85	0,36	1,46
80-90	-	-	-	-

Таблиця 3.16

Статистичні характеристики аномалій середньорічних коливань температури в широтному розподілу на ізобаричній поверхні 700гПа

Широти	Середні значення аномалій температури	Середньоквадратичне відхилення	Асиметрія	Ексцес
50-60	0,1	0,75	-0,56	0,36
60-80	0,0	0,66	0,26	1,69
80-90	-	-	-	-

Широти 60-80° пд.ш. характеризуються нульовими середніми значеннями аномалій температури, правосторонньою та близькою до помірної асиметрією, та додатним ексцесом. Аналіз статистичного розподілу зонально осереднених

характеристик температури вказує на відмінність його від нормального, зміщення в сторону зменшення температур та переважання витягнутого розподілу аномалій ($E > 0$), тобто температура змінюється у вузькому діапазоні. Аналіз широт 80-90° пд.ш. представлений тільки ізобаричними поверхнями 500 та 300 гПа, що пояснюється географічним розташуванням станцій.

Таблиця 3.17

Статистичні характеристики аномалій середньорічних коливань температури в широтному розподілу на ізобаричної поверхні 500гПа

Широти	Середні значення аномалій температури	Середньоквадратичне відхилення	Асиметрія	Ексцес
50-60	0,2	0,80	-0,22	1,89
60-80	0,0	0,72	0,20	0,75
80-90	0,0	0,68	0,18	-0,75

Таблиця 3.18

Статистичні характеристики аномалій середньорічних коливань температури в широтному розподілу на ізобаричної поверхні 300гПа

Широти	Середні значення аномалій температури	Середньоквадратичне відхилення	Асиметрія	Ексцес
50-60	-0,2	1,01	-0,39	4,23
60-80	0,0	0,79	0,18	1,31
80-90	0,0	0,94	1,31	3,53

Ці широти характеризуються також нульовими середніми значеннями аномалій температури, правосторонньою та слабкою асиметрією, від'ємним ексцесом на 500 гПа поверхні й правосторонньою та сильною асиметрією, додатним ексцесом на 300 гПа поверхні. Що теж вказує на відмінність

статистичного розподілу зонально осереднених характеристик температури від нормального, зміщення в сторону зменшення температур та переважання плосковершинного ($E < 0$) розподілу – температура змінюється в широкому діапазоні на ізобаричній поверхні 500 гПа; та витягнутого розподілу аномалій ($E > 0$), тобто температура змінюється у вузькому діапазоні на ізобаричній поверхні 300 гПа. В районі спостерігаються різкі коливання температури повітря, які характеризуються великими значеннями амплітуди та зменшенням періоду коливань. Це свідчить про нестійкий стан тропосфери південних полярних широт.

3.3.3 Порівняльний аналіз динаміки температури повітря у тропосфері

Проведемо порівняльний аналіз динаміки температури повітря на стандартних ізобаричних поверхнях 850, 700, 500 та 300 гПа. В даному аналізі приймали участь всього дванадцять станцій, як бачимо (табл. 3.19), над більшістю станцій середня та верхня тропосфера реагує на температурні зміни так само як і нижня. В цілому тенденції, що спостерігаються на висотах, біля поверхні землі зберігають свій знак, винятком стали станції Novolazarevskaya та Dumont-Durville, для яких на висотах спостерігається зниження температури, а біля поверхні землі – зростання. Та станція Mawson, яка біля землі показує падіння температури, а на висотах – зростання.

Можна зробити попередній висновок про те, що «плямистість» в температурному режимі спостерігається не тільки біля поверхні землі, а й на всіх висотах. Таким чином, зміни в температурному режимі Антарктики почались з 80-тих років XX сторіччя, першими почали реєструвати ці зміни островні станції та станції Антарктичного півострову, далі процес розповсюдився на деякі прибережні станції материка. Причому, станції Східної

Антарктиди показують загальний приріст температури на $2,4^{\circ}\text{C}$, а станції Західної Антарктиди – навпаки показують стійке падіння, це може бути пов'язане з тим, що саме в цій частині материку присутні величезні поля шельфових льодовиків. Найбільші значення амплітуди коливань температури повітря спостерігаються в 1990-2000 роки.

Таблиця 3.19

Тенденції багаторічних коливань температури повітря тропосфери

Станції	Тренд, $^{\circ}\text{C}$				
	земля	850	700	500	300
McMurdo	0,8	1,2	1,1	1,3	1,0
Novolazarevskaya	0,5	-0,3	-0,1	-0,1	-0,4
Sanae		-0,3	-0,3	0,3	-0,2
Leningradskaia	0,2	0,7	0,6	0,4	0,8
Syowa	0,5	0,4	0,7	0,9	0,4
Davis	0,7	0,6	0,6	0,7	1,0
Molodejnaya		0,2	-0,2	-0,2	0,7
Mawson	-0,3	0,6	1,0	0,5	0,5
Dumont Durville		-0,6	-0,3	-0,2	-2,0
Mirny	-0,5	-0,7	-0,2	-0,1	0,1
Casey	1,0	1,4	1,1	0,9	0,2
Bellingshausen	1,2	2,0	1,5	1,5	1,8

При проведенні кореляційного аналізу між приземною температурою повітря та SOI було виявлено наявність диполів – локальних зон яскраво вираженого переходу аномалій приземної температури повітря від додатних значень до від'ємних (контрастний розподіл аномалій). Формування диполу відбувається при наявності контрасту температур повітря. Можна зазначити, що за період трьох досліджених десятиріч з 1979 по 2008рр. відбувалися поступові зміни термічного режиму узбережжя материку.

Першим відреагував на зміни температурного режиму Південної півкулі Антарктичний півострів. Друге десятиріччя характеризувалося максимальними перебудовами поля температури в районі антарктичного узбережжя, що призвело до формування диполів на півострові в зимовий період та утворення

різких контрастів температур в районі існування найглибших шарів льоду. Що стосується останнього десятиріччя, то температурні контрасти в районі півострова спостерігаються тільки в центральні місяці зими, тоді як на узбережжі материка, в районі моря Уеделла, диполі виникають кожні 3-4 місяці, що свідчить про просторове розповсюдження контрастів температур.

Сумісний аналіз карт коефіцієнтів кореляції та карт аномалій приземної температури повітря показав, що локальна неоднорідність приземної температури повітря, яка формує диполь, співпадає з рисунком ізоліній коефіцієнтів кореляції, які також формують диполь. В температурному режимі «плямистість» спостерігається як біля поверхні землі, так і на висотах, в цілому якісні тенденції змін температури, зберігаються від поверхні землі до 300 гПа.

Дослідження зв'язку між приземною температурою повітря та SOI за допомогою кореляційного аналізу підтвердило зв'язок та виявило формування локальних неоднорідностей диполів, що добре узгоджується з даними, що наведені в [64].

Висновки розділу:

- Розраховані статистичні характеристики приземної температури повітря дозволили виявити різкі коливання температури, які характеризуються великими значеннями амплітуди та зменшенням періоду коливань.

- Візуалізація результатів розрахунків аномалій приземної температури повітря по трьом десятиріччям виявила, що період 1979-1988рр. характеризується максимальними від'ємними аномаліями за весь тридцятирічний період. Десятиріччя 1989-1998рр. характеризується збільшенням приземної температури повітря на Антарктичному півострові в теплий період року та яскраво вираженим зменшенням приземної температури повітря в холодний період року. В останнє десятиріччя 1999-2008рр.

відмічається зменшенням швидкості росту температури на усіх станціях у всі місяці.

- Виявлено наявність диполів – локальних зон яскраво вираженого переходу аномалій приземної температури повітря від додатних значень до від’ємних (контрастний розподіл аномалій). Враховуючи, що формування диполю відбувається при наявності контрасту температур повітря, можна зазначити, що за період трьох досліджених десятиріч з 1979 по 2008рр. відбувалися поступові зміни термічного режиму материка.

- Аналіз показав, що хоча протягом останнього десятиріччя на більшості антарктичних станцій спостерігається зростання температури повітря, але, по-перше: практично на усіх станціях в порівнянні з попереднім десятиріччям значно знизилась швидкість зростання температури; по-друге: зростання температури фіксується в основному на станціях, які знаходяться на Антарктичному півострові та прилеглих островах, а також в зоні шельфового льоду і тільки в перехідні періоди та в окремі зимні місяці; по-третє станції, що знаходяться в зоні стоку, характеризуються або нульовим трендом, або невеликим зниженням температури за останнє десятиріччя.

- Сумісний аналіз карт коефіцієнтів кореляції та карт аномалій приземної температури повітря показав, що локальна неоднорідність приземної температури повітря, яка формує диполь, співпадає з рисунком ізоліній коефіцієнтів кореляції між середньомісячними значеннями приземної температури повітря та додатними (від’ємними) значеннями SOI, які також формують диполь. У всіх цих випадках, коли на картах аномалій спостерігається зростання приземної температури повітря, диполь, який утворився, відповідає зоні від’ємних коефіцієнтів кореляції, і навпаки – зменшення приземної температури повітря і диполь, який відповідає зоні додатних значень коефіцієнтів кореляції.

- Частіше формування диполю спостерігається на узбережних станціях материка і значно рідше – на станціях Антарктичного півострова. Як

вже зазначалося раніше, умови формування диполю – це утворення локальних неоднорідностей температури, які формують диполь, у випадку з коефіцієнтами кореляції – це формування районів згущення ізокорелят. Висока повторюваність диполю на узбережних станціях материка обумовлена різкими перепадами температур, материк являється джерелом низьких температур, в той час, як повітря над Антарктичним півостровом характеризується більш високими температурами.

- Дослідження статистичних характеристик температурних рядів на стандартних ізобаричних поверхнях свідчать про збільшення амплітуди коливань температури повітря та зменшення періоду, що являється показником нестійкого стану тропосфери.

- Виявлено, що для температурного режиму тропосфери Антарктики характерна плямистість, яка спостерігається як біля поверхні землі так і на висотах, зберігаючись від поверхні землі до 300 гПа поверхні.

РОЗДІЛ 4

ВОЛОГОВМІСТ АТМОСФЕРИ АНТАРКТИДИ

4.1 Інтегральний вологовміст атмосфери Антарктиди

Відомо, що малі швидкості вітру типові для внутрішньоконтинентальної області, а найбільші величини зустрічаються в прибережному поясі, зокрема, в тих районах, які близько розташовані до крутих уступів Антарктичного плато. Згідно загальноприйнятій точці зору, роль інверсії і інверсійного вітру, очевидно, є важливою при розгляді проблеми збереження стійкості Антарктичного крижаного купола протягом багатьох сторіч. Якби істинні стокові вітри були частим явищем у внутрішньоматериковій області, то крижаний купол міг не сформуватися та не був таким постійним. Стає зрозумілим, що завдяки приземному тертю складова вітру в нижніх шарах тропосфери Антарктиди направлена вниз по схилу, оскільки густина повітря зростає зі зменшенням його температури, то сила тяжіння спрямовує його вниз по схилу. Так утворюються катабатичні вітри – щільний холодний повітряний потік, спрямований вниз по схилам земної поверхні. В Антарктиді ці вітри називають стоковими (рис. 4.1) [46, 97]. Стокові вітри захоплюють товщу повітря до декількох сотень метрів, тому, було прийняте рішення проводити розрахунки вологовмісту та вологопереносу в шарі тропосфери 850-300 гПа (рис. 4.2). Таким чином, ми уникаємо розрахунків вологовмісту в районах стокових вітрів, які характеризуються зменшеними значеннями вологісних характеристик, а також охоплюємо верхню тропосферу (300 гПа), враховуючи весь шар тропосфери над центральним плато. Тобто, ми враховуємо практично всю вологу, яка міститься в тропосфері Антарктики та приймає участь в процесі снігонакопичення на материку [39, 65].

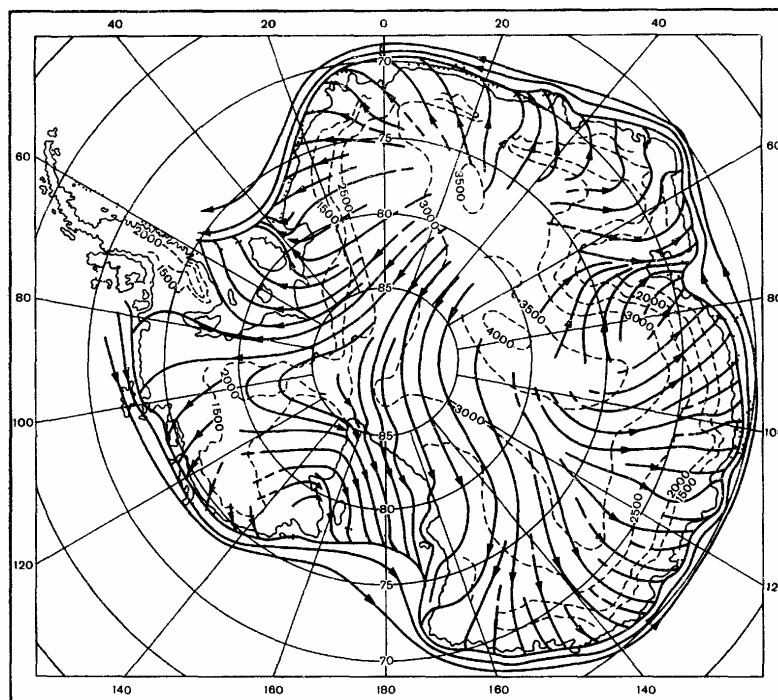


Рис. 4.1 Середня складена характеристика приземного вітру по переважачій повторюваності вітрів на станціях [46]

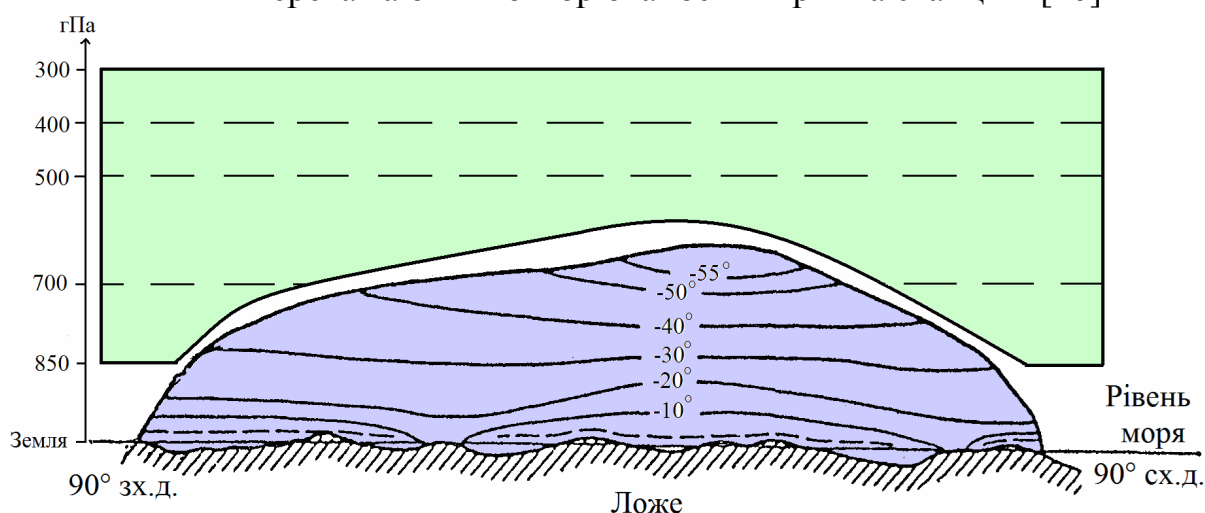


Рис. 4.2 Шар тропосфери 850-300 гПа, для якого проводилися розрахунки вологовмісту та вологопереносу

Розрахунки вологовмісту атмосфери Антарктиди проводилися за методикою, описаною в розділі 2 [9, 10, 11]. При розрахунках використовувались дані радіозондування 13 антарктичних станцій про відношення суміші та швидкість вітру в шарі 850-300 гПа. Рівень 300 гПа зазвичай не включають до розрахунків через малий вологовміст на цьому рівні,

але, якщо врахувати висоту станції Amundsen Scott (2835 м над рівнем моря), то висота 500 гПа для цієї станції, в більшості випадків, являється першою зі стандартних ізобаричних поверхонь, тому прийнято рішення враховувати 300 гПа поверхню, яка являється верхньою межею дослідженого шару. З урахуванням відомої шаруватості термічної структури тропосфери в Антарктиці були розглянуті криві типових вертикальних розподілів вологовмісту, і, надалі буде визначено вологовміст атмосфери для різних районів (табл. 4.1). Для кожного місяця в даній таблиці жирним шрифтом позначені найбільші середні багаторічні значення вологовмісту по станціям [39, 65].

Проаналізуємо середні багаторічні значення вологовмісту на досліджених станціях Антарктиди за дванадцять місяців та за рік. Мінімальні значення вологовмісту спостерігаються в період антарктичної зими, максимальні – літом. Також максимальними значеннями вологовмісту характеризуються станції, що знаходяться на максимальному віддаленні від Антарктичного материка – станції Антарктичного півострова (Bellingshausen), а також станції Mirny, Casey та Molodezhnaya – вони в таблиці позначені жирним шрифтом. Найменші значення вологовмісту протягом року спостерігаються на станції Amundsen-Scott, це пов'язане з розташуванням станції на Антарктичному плато. Всі дані були проаналізовані з метою виявлення прихованих періодичностей, яке проводилося за допомогою швидкого перетворення Фур'є з ймовірністю 68% (табл. 4.2). Для станцій Антарктичного материка найбільш характерні коливання з періодом 2 і 3 року. На станціях McMurdo, Casey, Dumont d'Urville, Amundsen-Scott спостерігаються також чотирьох – шестирічні періодичності. За даними значень вологовмісту були побудовані графіки, результати цього аналізу використовувалися при згладжуванні осереднених рядів (додаток Г).

В таблиці 4.3 представлені характеристики трендової складової, жирним шрифтом виділені від'ємні значення тренду, а жирним шрифтом та курсивом – найбільші додатні.

Таблиця 4.1

Середні багаторічні значення вологовмісту (кг/м²)

№ з/п	Станція	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	рік
Станції Західної Антарктиди														
1	Bellingshausen	7,93	8,33	7,22	6,07	5,71	4,80	4,68	4,28	5,46	5,59	6,57	7,30	6,32
2	Neumayer	4,34	4,00	3,40	2,82	2,38	1,97	1,78	1,71	1,62	2,15	2,95	3,52	2,72
3	Sanae	4,07	3,95	3,43	2,53	2,30	1,96	1,63	1,48	1,66	1,91	3,01	3,79	2,63
4	Halley	4,04	3,54	3,18	2,41	2,06	1,94	1,74	1,85	1,84	2,20	2,83	3,65	2,69
5	McMurdo	3,35	2,91	1,92	1,61	1,48	1,37	1,14	1,13	1,27	1,55	2,13	2,90	1,90
Станції Східної Антарктиди														
6	Casey	5,05	4,87	4,01	3,43	3,01	2,99	2,92	2,88	2,60	2,72	3,51	4,55	3,55
7	Mirny	5,62	5,04	4,08	3,40	3,17	3,00	2,61	2,45	2,46	2,67	3,81	5,20	3,67
8	Dumont d'Urville	4,18	3,79	2,88	2,48	2,05	1,93	2,08	2,09	2,01	1,89	2,36	3,65	2,62
9	Mawson	4,06	3,48	2,75	2,02	1,68	1,67	1,55	1,35	1,34	1,62	2,65	3,68	2,33
10	Molodezhnaya	5,54	5,22	4,53	3,75	3,03	2,63	2,44	2,29	2,16	2,60	3,62	4,73	3,55
11	Davis	4,34	4,10	3,32	2,43	2,07	2,07	1,82	1,71	1,70	2,04	2,90	3,97	2,70
12	Novolazarevskaya	4,71	4,19	3,33	2,60	2,26	1,94	1,71	1,58	1,48	1,86	2,85	4,34	2,72
13	Amundsen-Scott	0,42	0,38	0,31	0,24	0,21	0,18	0,16	0,16	0,19	0,20	0,23	0,32	0,26

Таблиця 4.2

Значущі періоди коливань (рік) вологовмісту для станцій Антарктичного материка

№ з/п	Станція	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	рік
Станції Західної Антарктиди														
1	Bellingshausen	2,3	2,0	1,9	1,9	2,0	1,9	2,1	1,9	2,1	1,9	2,0	2,0	2,0
2	Neumayer	2,3	1,9	2,4	1,5	2,3	1,9	1,5	1,9	3,3	1,5	1,5	3,3	1,5
3	Sanae	2,0	1,8	2,1	2,0	1,9	1,8	2,4	3,1	2,4	1,9	1,8	2,0	2,1
4	Halley	1,7	2,0	2,3	1,7	3,1	1,9	1,7	3,0	2,1	1,7	3,0	1,7	1,7
5	McMurdo	2,1	2,4	3,5	4,2	1,9	2,1	6,4	3,5	1,9	2,7	2,7	2,4	2,7
Станції Східної Антарктиди														
6	Casey	2,5	4,5	3,3	1,9	3,6	2,9	2,9	2,9	2,5	1,9	2,9	2,3	2,9
7	Mirny	2,3	2,4	2,6	2,6	2,4	1,9	3,1	2,6	2,7	3,0	2,5	2,7	3,1
8	Dumont d'Urville	2,5	2,1	2,5	3,0	3,0	2,0	2,0	3,3	2,3	1,8	2,3	2,0	2,1
9	Mawson	1,8	2,3	2,0	2,0	1,9	2,0	2,1	2,1	2,0	2,0	2,4	1,8	2,0
10	Molodezhnaya	2,1	2,0	1,9	2,1	2,0	3,4	2,2	2,0	2,7	2,1	2,6	2,3	2,1
11	Davis	1,9	2,1	2,2	2,2	2,2	2,7	1,9	3,4	1,9	2,2	1,9	1,9	2,2
12	Novolazarevskaya	2,0	1,9	2,4	1,7	2,0	2,0	1,8	1,6	2,0	2,4	2,1	2,0	2,0
13	Amundsen-Scott	3,6	3,6	2,5	3,5	2,5	4,5	2,0	2,0	2,0	4,2	4,5	4,0	3,6

Таблиця 4.3

Значення трендової складової вологовмісту (кг/м²)

№ з/п	Станція	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	рік
Станції Західної Антарктиди														
1	Bellingshausen	1,20	1,90	0,40	0,65	0,59	1,30	0,45	0,25	1,85	-0,55	1,10	0,40	0,20
2	Neumayer	-0,41	-0,49	-0,38	0,20	0,25	-0,18	-0,12	0,22	0,16	-0,51	0,55	0,03	0,00
3	Sanae	1,92	0,82	0,76	1,00	0,28	0,75	0,90	0,42	-0,19	0,41	0,95	0,68	0,73
4	Halley	-0,19	-0,38	0,08	-0,54	-0,10	-0,31	-0,08	0,18	-0,21	0,05	-0,10	-0,20	-0,10
5	McMurdo	-0,11	-0,26	-0,45	-0,25	0,77	-0,05	-0,40	-0,43	-0,12	-0,20	0,08	-0,21	-0,35
Станції Східної Антарктиди														
6	Casey	-0,92	-1,15	-0,75	-0,48	-0,63	-0,50	-0,77	-0,56	-0,54	-1,05	-0,24	-0,55	-0,71
7	Mirny	0,16	0,21	0,57	0,03	-0,40	-0,08	-0,19	0,30	0,41	0,13	0,49	-0,25	0,01
8	Dumont d'Urville	0,00	-0,70	0,24	-0,64	0,46	-0,27	-1,00	0,01	-0,75	-0,78	-1,25	-0,70	-0,44
9	Mawson	-0,26	0,00	0,17	0,02	0,50	-0,28	-0,16	0,00	0,32	-0,15	-0,30	0,41	0,11
10	Molodezhnaya	0,05	-0,14	0,25	0,38	-0,43	0,06	0,70	-0,20	-0,13	0,33	0,06	-0,05	0,32
11	Davis	-0,30	-0,31	0,74	0,62	0,47	-0,31	-0,20	-0,29	-0,01	0,06	0,47	0,15	0,12
12	Novolazarevskaya	-0,05	0,40	-0,02	0,08	-0,63	0,03	-0,20	0,03	-0,12	-0,12	-0,01	-0,26	-0,10
13	Amundsen-Scott	0,19	0,22	0,17	0,10	-0,05	-0,07	-0,08	-0,12	-0,12	-0,06	-0,01	-0,16	0,02

Для станцій Bellingshausen та Sanae характерне зростання вологовмісту для усіх місяців року (крім вересня – ст. Sanae й жовтня – ст. Bellingshausen) та для середньорічних значень. Інші станції Західної Антарктиди характеризуються від’ємним трендом майже на протязі всього року (мінімум – $-0,54 \text{ кг/м}^2$, ст. Halley) [39, 65, 83]. Станції Східної Антарктиди (окрім ст. Casey, на якій від’ємні значення тренду спостерігаються впродовж усіх місяців року) характеризуються також зростанням вологовмісту в перехідні сезони, максимальний ріст фіксується в осінні місяці ($0,74 \text{ кг/м}^2$ – ст. Davis). Від’ємні значення тренду спостерігаються в різні місяці року, але переважають в зимовий період, мінімум становить $-1,00 \text{ кг/м}^2$ (ст. Dumont d’Urville, липень).

Проведемо картування отриманих результатів просторового розподілу характеристик вологовмісту (рис. 4.3 а-в, додаток Д). Аналіз отриманих результатів показав плямистість в просторовому розподілу значень вологовмісту на Антарктичному материку. Як бачимо, вологовміст повітря в Антарктиді має добре виражену зональність. Центральні області Антарктиди, будучи областями вічного морозу і абсолютним полюсом холоду на Землі, одночасно є і полюсом найнижчого на земній кулі вологовмісту. На узбережжі Східної Антарктиди унаслідок яскраво вираженого адіабатичного ефекту навіть в середньому за рік вологовміст складає від $2,33$ до $3,64 \text{ кг/м}^2$, а в окремі місяці (липень) знижується до $1,71 \text{ кг/м}^2$ (ст. Novolazarevskaya). В літні місяці (січень) значення вологовмісту для Східної Антарктиди складають від $4,06$ до $5,78 \text{ кг/м}^2$. Вологовміст повітря в глибині Антарктиди характеризується дуже низькими значеннями як взимку $0,17 \text{ кг/м}^2$ так і влітку $0,36 \text{ кг/м}^2$, а середньорічні значення складають $0,24 \text{ кг/м}^2$. На узбережжі Західної Антарктиди і в глибині материку межі коливань вологовмісту повітря невеликі, на ст. Mirny, схильній дії стокових вітрів, вологовміст повітря протягом всього року може коливатися у великих межах. Мінімальні значення вологовмісту повітря в кожний з досліджених місяців можуть досягати: січень – $5,62 \text{ кг/м}^2$, липень – $2,61 \text{ кг/м}^2$, середньорічне значення – $3,67 \text{ кг/м}^2$.

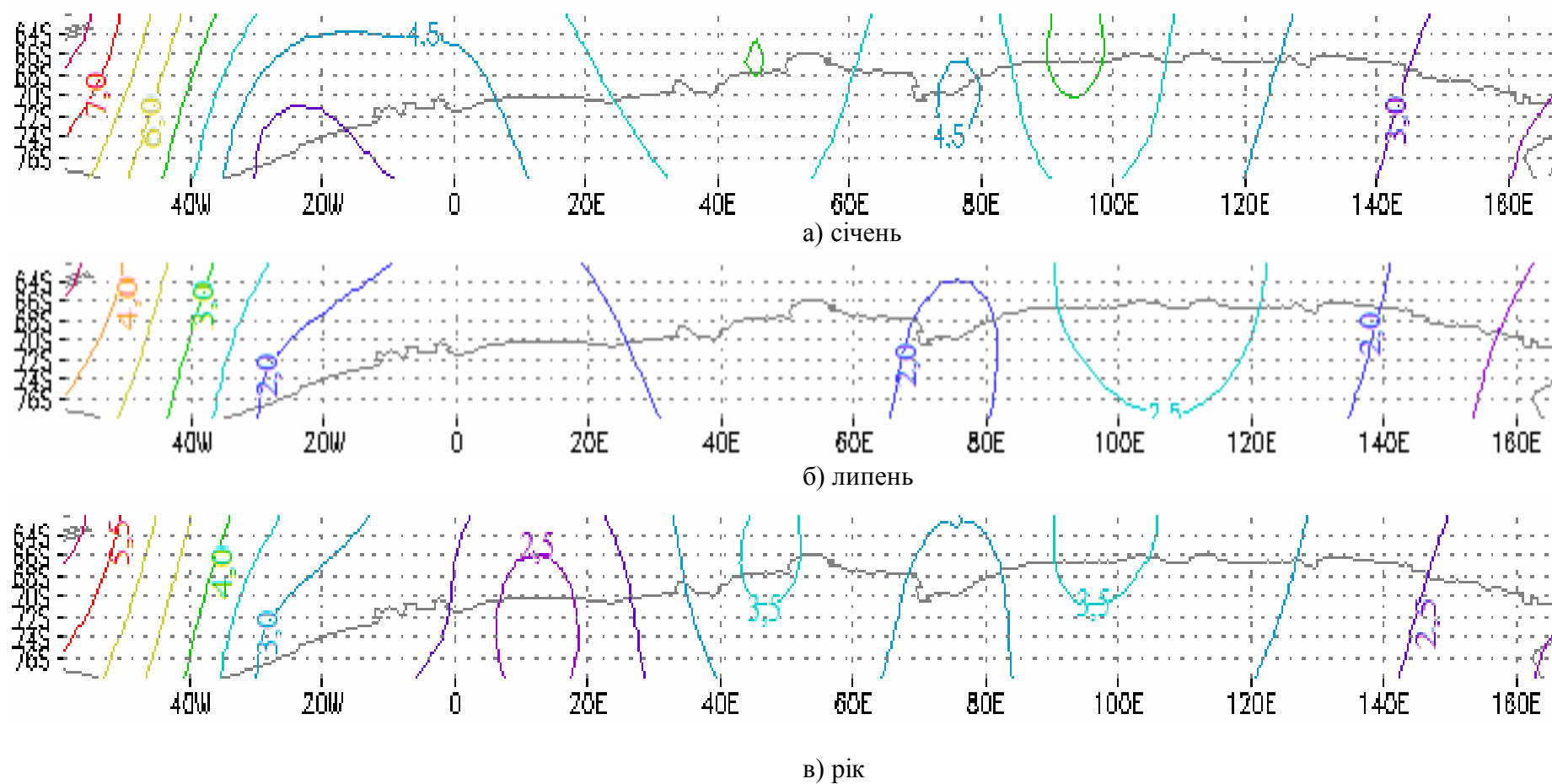


Рис. 4.3 Карты вологовмісту для центральних місяців сезонів та середньорічні значення

Як бачимо, різниця між місяцями більш ніж в два рази. На прибережних станціях Західної Антарктиди вологовміст повітря коливається в порівняно невеликих межах, бо завдяки високій загальній відносній вологості в цих районах висушуюча дія стокових вітрів позначається менше [39, 65, 83].

Представимо отримані нами в результаті розрахунків данні про середні значення вологовмісту в січні, липні та середньорічні у вигляді гістограми (рис. 4.4). На осі X розмістимо досліджені станції в порядку збільшення південної широти, як бачимо, чітко можна прослідити тенденцію до зменшення значень в напрямку Південного полюсу.

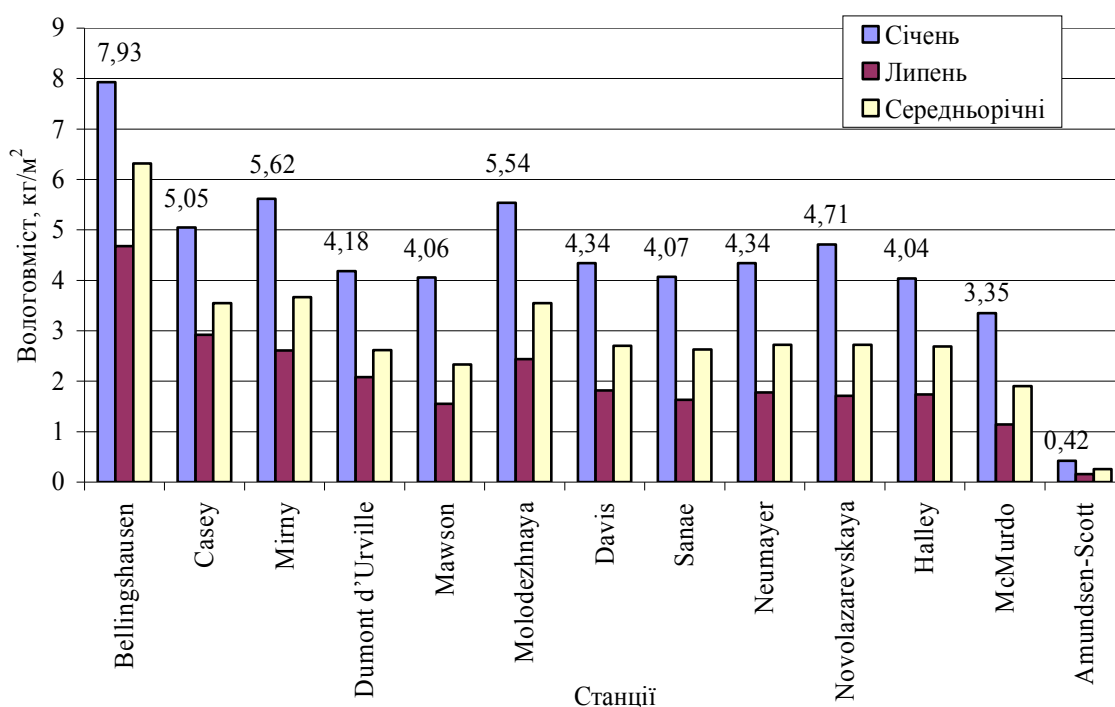


Рис. 4.4 Середні багаторічні значення вологовмісту (кг/м³) повітря Антарктичних станцій

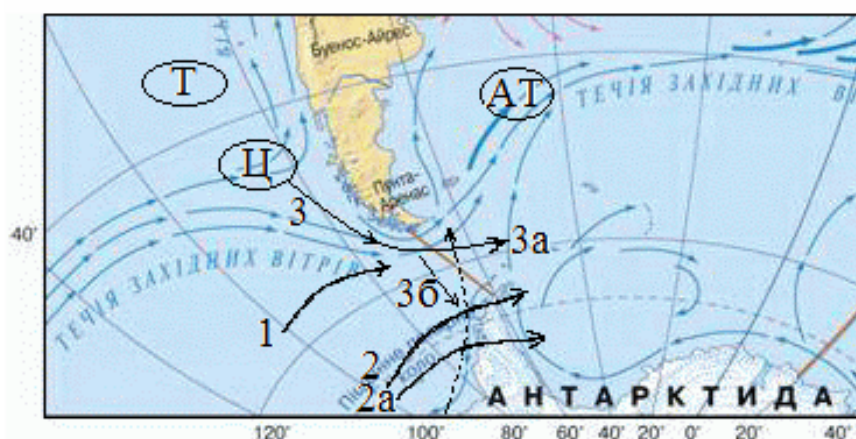
Таким чином, вологовміст Антарктичного повітря має добре виражену зональність на фоні дуже малих значень спостерігаються зони з найнижчим вологовмістом – це Антарктичний купол (ст. Amundsen Scott), зони шельфових льодовиків (ст. McMurdo – на протязі всього року, ст. Neumayer – взимку) та

зони, які підвладні впливу стокових вітрів (ст. Novolazarevskaya – взимку). Значне збільшення вологовмісту спостерігається в районах Антарктичного півострова (ст. Bellingshausen) [39]. Відомо, що Антарктичний півострів розташовується в межах крупномасштабної циркумполярної циркуляції в атмосфері та океані. Значне просування на північ гірської системи Антарктичного півострова призводить до посилення меридіонального контрасту поля температури повітря, формуванню зонального кліматичного контрасту, а також до формування регіональних циркуляцій в океані та тропосфері. Орографічний контраст посилюється неоднорідним розподілом зледеніння, особливо наявністю шельфового льодовика Ларсена.

Розглянемо траєкторії циклонів в районі Антарктичного півострова з якими пов'язане збільшення вологовмісту в тропосфері. В роботах [53, 55, 56] проводиться аналіз траєкторії західних циклонів, в результаті якого західні циклони були розбиті на 3 типи, в залежності від того, як вони переміщуються по відношенню до Землі Грейама (рис. 4.5). Циклони північно-західних траєкторій підходять до Антарктичного півострова з поділом основної гілки траєкторій – з переходом на західну (3 а) або зі збереженням північно-західної траєкторії (3 б) в районі проливу Дрейка. Швидкість переміщення північно-західних циклонів складає до 50 км/год. Як правило, циклон має добре виражені фронтальні системи з вузьким теплим сектором та конвективними осередками в тилу, які сприяють значним опадам. При проходженні західних циклонів зі швидкістю 30-40 км/год відмічається сильний вітер, значні безперервні обложні опади. Проходження глибоких західних циклонів з малими швидкостями переміщення супроводжуються помірним вітром та безперервними слабкими або помірними опадами (снігом).

В роботі В.Ф. Мартазинової [53] проводиться аналіз змін поля тиску від десятиріччя до десятиріччя другої половини XX століття на території Південної полярної області, який показує, що атмосферна циркуляція над обраною територією помітно змінюється. Так, в 1961-1970рр. існував загострений

антициклональний процес, і тому в це десятиріччя відмічалась активність антициклона над континентом та континентального гребня над Антарктичним півостровом. В результаті цього в тилкових частинах циклонів відмічалось затікання холодного повітря з континенту.



1, 2 – західних циклонів; 3 – північно-західних циклонів;

T, АТ – локалізація східно-тихоокеанського максимуму та гребня атлантичних субтропічних антициклонів;

Ц – район циклогенезу помірних широт;

Рис. 4.5 Траєкторії циклонів в районі Антарктичного півострова, 1996-1999pp. [53]

Такий стан баричного поля призвів в наступному десятиріччі до суттєвого загострення циклонічних утворень. В результаті перетворення атмосферної циркуляції вихідного десятиріччя всі чотири центра кліматичних циклонів: область низького тиску, що розташовується в районі моря Роса, другий центр низького тиску займає район моря Веделла, в районі моря Співдружності розташовується центр низького тиску розташований близько 20° сх.д. відмічались в наступному десятиріччі. В регіональному плані поглиблення кліматичного циклону над морем Белінсгаузена призводить до посилення північно-західних вітрів та адвекції теплого вологого повітря на

північну частину Антарктичного півострова (Землю Грейама) та безпосередньо в район станції «Академік Вернадський». Далі показано в [53], що з 1980-х до 1990-х рр. тиск в центрі циклону в морі Роса зменшується та площа циклонічної циркуляції збільшується за рахунок улоговини в морі Белінсгаузена. Послаблення гребня над Антарктичним півостровом супроводжується посиленням зональності на обраній території. Відзначаючи послаблення інтенсивності атмосферної циркуляції в Південній полярній області до кінця сторіччя, необхідно зазначити, що всі центри дії атмосфери від десятиріччя до десятиріччя зміщуються на схід. Особливо це помітно по Антарктичному півострову, де до кінця сторіччя спостерігалась область низького тиску, яка насувалася з заходу.

4.2 Перенос вологи в антарктичній атмосфері

4.2.1 Вітровий режим Антарктиди

Для розрахунків горизонтального потоку вологи необхідно проаналізувати вітровий режим антарктичної атмосфери. В аналізі використовувалися дані тринадцяти станцій, які розташовані в різних кліматичних зонах Антарктичного материка: внутрішньоматерикова високогірна кліматична зона, кліматична зона льодовикового схилу, прибережна кліматична зона. Наявність цих зон підтверджується також характером снігонакопичення та розподілом на території Антарктиди складових радіаційного і теплового балансів [67]. Своєрідні умови формування метеорологічного режиму в кожній із зон створюють абсолютно особливий розподіл метеорологічних елементів на території Антарктиди як протягом

всього року, так і по сезонах. Температура і вологість повітря, атмосферний тиск, вітер, опади та інші метеорологічні величини розподіляються в Антарктиді абсолютно інакше, ніж в інших областях земної кулі, у тому числі і у високих широтах Північної півкулі [46]. Використовуючи часові ряди середньомісячних та середньорічних значень швидкості вітру були отримані багаторічні середні значення швидкості вітру для кожної станції на поверхнях 850-300 гПа (табл. 4.4) [28]. В даній таблиці станції розташовані в порядку зростання географічної широти, тобто по мірі наближення до Південного полюсу. В таблиці жирним шрифтом виділені максимальні значення швидкості вітру, жирним шрифтом та курсивом – мінімальні. Аналіз багаторічних середніх значень швидкості вітру на поверхнях 850-300 гПа показав, що в центральний місяць антарктичної зими – липень спостерігаються швидкості вітру, які значно перевищують швидкості вітру у січні. Максимальні значення швидкості вітру на усіх досліджених станціях спостерігаються в зимовий період – з квітня по вересень, мінімальні значення характерні для літа: грудень та січень. На 850 гПа поверхні максимум спостерігається на станціях Bellingshausen – 26,0 м/с, Mirny – 24,3 м/с та Novolazarevskaya – 28,8 м/с. Дві з цих станцій – Mirny та Novolazarevskaya – знаходиться в зоні дії стокових вітрів. Станція Bellingshausen являється північнішою з всіх станцій. Вона розташована на острові поблизу Антарктичного материка і знаходиться під впливом Південно-Американської та Східно-Тихоокеанської гілок переміщення циклонів. Тому у шарі 700-300 гПа на цій станції фіксуються максимальні швидкості вітру: 700гПа – 31,2 м/с, 500 гПа – 37,2 м/с у вересні, та 300 гПа – 50,4 м/с у березні. Для виявлення змін швидкості вітру в тропосфері були розраховані аномалії для трьох десятирічних періодів. Аномалії – це відхилення середнього значення швидкості вітру для станцій на основних ізобаричних поверхнях від розрахованих середніх тридцятирічних значень для кожної станції. Результати розрахунків представлені в таблиці 4.5.

Таблиця 4.4

Багаторічні середні значення швидкості вітру на поверхнях 850-300 гПа

станція	висота	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	рік
850														
Bellingshausen	16m	18,6	21,3	21,5	21,0	21,3	21,4	23,4	24,0	26,0	24,3	21,4	18,5	21,9
Neumayer	50m	17,6	17,9	19,6	19,6	21,2	22,3	21,8	22,7	20,7	20,8	21,7	17,7	20,3
Sanae	62m	15,1	16,0	19,1	18,9	19,0	20,0	20,5	18,4	17,1	17,0	17,3	17,1	18,3
Halley	30m	12,4	12,5	14,7	15,0	16,2	16,9	17,5	17,2	16,6	17,4	14,5	13,0	15,3
McMurdo	24m	12,8	12,7	14,2	15,1	16,0	17,1	16,1	16,1	16,7	16,8	16,5	13,9	15,4
Casey	42m	14,0	12,6	13,4	15,4	15,9	16,1	17,0	16,5	15,7	14,1	14,1	14,8	15,0
Mirny	30m	19,5	18,2	17,9	21,0	21,9	24,3	23,1	23,4	21,0	19,9	20,7	20,7	21,0
Dumont d'Urville	43m	19,2	18,1	18,3	19,5	19,7	21,7	21,6	21,1	22,1	18,4	17,9	19,2	19,7
Mawson	16m	16,5	12,5	12,5	14,1	15,3	16,9	16,3	16,7	15,8	14,0	16,9	18,3	15,6
Molodezhnaya	40m	14,1	14,5	15,7	17,2	17,5	16,7	17,5	17,1	16,4	15,5	15,7	15,3	16,1
Davis	13m	15,2	14,9	15,8	17,2	18,6	19,4	19,0	19,1	17,1	17,3	16,9	16,4	17,2
Novolazarevskaya	119m	19,9	23,2	24,5	24,2	27,3	28,8	27,6	27,0	25,6	25,4	24,0	20,6	24,8
700														
Bellingshausen	16m	20,7	24,9	26,4	25,7	26,4	25,8	28,4	29,9	31,2	29,5	25,6	21,1	26,4
Neumayer	50m	16,3	15,9	18,1	18,4	19,8	20,6	20,1	21,8	21,0	18,6	18,8	16,7	18,8
Sanae	62m	15,3	15,9	18,3	18,8	18,5	19,8	19,8	18,5	19,0	17,5	16,6	17,0	18,5
Halley	30m	12,9	13,0	16,6	17,2	18,5	19,1	20,0	19,3	18,6	19,0	14,8	13,1	16,8
McMurdo	24m	11,8	12,6	14,3	14,6	16,6	16,8	17,0	16,7	17,0	16,5	15,4	12,8	15,3
Casey	42m	15,6	15,0	16,0	18,3	20,4	20,2	20,9	20,4	19,1	17,8	17,0	16,4	18,2
Mirny	30m	16,0	14,9	15,9	17,9	18,3	19,5	19,6	19,5	18,0	16,4	16,7	17,4	17,5
Dumont d'Urville	43m	15,3	17,2	18,9	19,5	20,6	21,4	22,4	21,5	21,2	19,1	17,3	16,3	19,2
Mawson	16m	14,6	13,8	16,2	17,5	16,9	17,5	16,9	17,4	15,9	15,2	15,4	15,1	16,1
Molodezhnaya	40m	13,8	14,0	15,3	16,7	17,8	16,7	17,4	17,6	16,6	15,6	14,7	14,6	15,9
Davis	13m	13,6	13,0	15,4	16,1	16,8	17,0	17,3	16,7	15,6	15,0	14,8	15,0	15,4
Novolazarevskaya	119m	19,2	17,9	16,3	17,4	19,4	20,4	19,7	20,3	19,9	19,3	20,4	20,7	19,2

Продовження таблиці 4.4

станція	висота	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	рік
500														
Bellingshausen	16m	26,5	30,9	34,5	34,0	34,2	32,5	34,9	36,1	37,2	35,5	31,9	27,0	33,1
Neumayer	50m	18,9	18,9	22,9	24,4	24,7	24,5	25,8	27,2	27,0	23,9	22,3	18,8	23,3
Sanae	62m	17,0	18,2	21,8	26,5	21,7	23,2	22,3	23,6	24,0	22,6	19,4	17,3	21,5
Halley	30m	18,0	19,2	22,3	24,5	24,6	24,9	26,5	25,6	25,3	23,5	19,1	16,8	22,5
McMurdo	24m	16,0	16,3	19,6	19,3	22,3	21,6	21,0	22,2	21,2	19,2	17,1	15,7	19,3
Casey	42m	20,9	21,3	23,6	27,2	30,5	31,1	31,0	28,4	28,2	27,1	24,4	22,6	26,4
Mirny	30m	16,7	18,0	20,6	23,3	23,1	23,9	23,5	22,9	22,1	20,9	19,8	18,3	21,1
Dumont d'Urville	43m	19,2	22,4	27,0	31,2	30,9	31,8	33,4	31,9	29,3	28,5	25,0	21,4	27,7
Mawson	16m	16,9	20,5	22,7	25,4	25,0	24,1	23,7	24,5	23,3	22,9	20,4	17,0	22,2
Molodezhnaya	40m	16,0	18,2	20,4	22,0	23,5	21,9	23,2	22,9	23,1	21,2	19,3	17,5	20,8
Davis	13m	16,3	18,4	22,0	23,1	23,7	23,0	23,4	22,1	22,3	21,2	19,7	17,9	21,1
Novolazarevskaya	119m	15,1	15,7	16,9	19,9	21,0	21,4	20,1	21,6	21,5	19,6	17,6	16,4	18,8
Amundsen-Scott	2835m	13,5	14,6	16,9	18,6	19,7	20,3	20,5	20,7	20,5	18,9	15,6	14,0	17,8
300														
Bellingshausen	16m	39,0	45,2	50,4	48,0	48,6	45,9	44,9	48,2	49,8	49,2	45,7	39,9	46,4
Neumayer	50m	26,2	29,1	32,9	34,3	33,2	31,5	32,9	34,8	36,4	32,0	29,9	25,7	31,7
Sanae	62m	25,7	25,9	31,8	33,0	30,6	29,8	29,1	31,3	31,0	30,0	27,9	23,4	29,7
Halley	30m	26,0	26,8	29,8	32,4	32,5	31,9	32,9	33,0	33,5	30,6	27,0	24,5	30,1
McMurdo	24m	23,0	23,0	25,6	24,2	27,5	25,6	25,8	28,3	25,5	24,0	20,5	20,1	24,3
Casey	42m	29,9	30,4	34,2	39,1	42,9	43,4	41,8	40,3	38,8	37,4	34,0	32,0	37,2
Mirny	30m	24,4	28,5	31,5	34,8	33,3	33,6	30,8	31,4	30,9	29,9	28,6	26,3	30,3
Dumont d'Urville	43m	30,3	35,0	41,5	46,7	46,5	46,3	48,7	47,2	42,6	41,0	37,2	33,0	41,5
Mawson	16m	25,1	30,6	34,0	36,8	35,9	33,0	31,3	33,4	32,2	32,2	28,8	24,4	31,6
Molodezhnaya	40m	24,4	29,1	33,1	33,5	35,0	31,8	32,9	31,6	31,8	31,4	28,0	25,3	30,6
Davis	13m	22,4	26,9	30,2	31,4	30,9	28,8	29,7	28,5	28,9	28,0	26,6	24,9	28,3
Novolazarevskaya	119m	21,9	23,9	26,0	28,0	29,5	27,8	26,8	28,4	29,2	27,5	25,4	23,0	26,4
Amundsen-Scott	2835m	18,9	18,7	21,4	23,2	25,7	26,0	25,6	25,5	26,5	24,8	20,6	18,5	22,9

Таблиця 4.5

Аномалій швидкості вітру за десятиріччями

Станції	V _{30p.}	1979 – 1988		1989 – 1998		1999 – 2008	
		V _{серед.}	аномалії	V _{серед.}	аномалії	V _{серед.}	аномалії
850 гПа							
Bellingshausen	22.5	22.3	-0.2	22.8	0.3		
Neumayer	20.4	21.2	0.8	19.5	-0.9		
Sanae	18.6	19.7	1.1	18.6	0.0		
Halley	15.5	15.6	0.1	15.5	0.0	15.6	0.1
McMurdo	15.3	16.0	0.7	16.0	0.7	14.1	-1.2
Casey	13.4	12.9	-0.5	14.0	0.6	13.3	-0.1
Mirny	21.3	22.4	1.1	20.3	-1.0	21.1	-0.2
Dumont d'Urville	19.9	19.1	-0.8	20.4	0.5	20.1	0.2
Mawson	15.9	16.2	0.3	15.4	-0.5	16.0	0.1
Molodezhnaya	16.0	16.1	0.1	15.9	-0.1		
Davis	18.0	16.8	-1.2	18.3	0.3	18.8	0.8
Novolazarevskaya	25.5	25.9	0.4	24.5	-1.0	25.7	0.2
700 гПа							
Bellingshausen	27.2	26.9	-0.3	27.2	0.0		
Neumayer	18.9	19.3	0.4	18.5	-0.4		
Sanae	18.3	18.0	-0.3	18.9	0.6		
Halley	16.9	16.2	-0.7	16.8	-0.1	17.5	0.6
McMurdo	15.3	16.0	0.7	16.3	1.0	13.7	-1.6
Casey	15.9	15.9	0.0	16.1	0.2	15.6	-0.3
Mirny	17.5	18.7	1.2	17.0	-0.5	16.9	-0.6
Dumont d'Urville	19.4	18.9	-0.5	19.8	0.4	19.4	0.0
Mawson	15.9	16.3	0.4	15.6	-0.3	15.9	0.0
Molodezhnaya	15.7	15.9	0.2	15.6	-0.1		
Davis	15.4	15.3	-0.1	15.3	-0.1	15.5	0.1
Novolazarevskaya	19.3	19.4	0.1	18.7	-0.6	19.5	0.2
500 гПа							
Bellingshausen	33.8	33.6	-0.2	34.1	0.3		
Neumayer	23.4	23.8	0.4	23.0	-0.4		
Sanae	21.8	21.4	-0.4	22.8	1.0		
Halley	22.5	21.7	-0.8	22.1	-0.4	23.4	0.9
McMurdo	18.8	20.3	1.5	19.2	0.4	17.2	-1.6
Casey	22.0	21.7	-0.3	22.2	0.2	22.2	0.2
Mirny	21.3	22.8	1.5	20.8	-0.5	20.2	-1.1
Dumont d'Urville	27.8	27.3	-0.5	28.2	0.4	27.7	-0.1
Mawson	21.2	21.6	0.4	21.6	0.4	20.6	-0.6
Molodezhnaya	20.7	20.9	0.2	20.4	-0.3		
Davis	20.1	20.0	-0.1	20.4	0.3	19.9	-0.2
Novolazarevskaya	18.7	18.9	0.2	18.6	-0.1	18.6	-0.1
Amundsen-Scott	17.6	18.2	0.6	17.2	-0.4	17.2	-0.4
300 гПа							
Bellingshausen	47.8	47.0	-0.8	48.7	0.9		
Neumayer	31.7	32.2	0.5	31.2	-0.5		
Sanae	29.6	29.1	-0.5	30.7	1.1		
Halley	30.2	29.0	-1.2	28.8	-1.4	31.8	1.6
McMurdo	23.4	24.3	0.9	24.0	0.6	22.1	-1.3
Casey	32.9	32.1	-0.8	33.2	0.3	33.5	0.6
Mirny	31.0	32.7	1.7	30.3	-0.7	30.1	-0.9
Dumont d'Urville	41.7	40.9	-0.8	41.6	-0.1	41.8	0.1
Mawson	31.8	32.0	0.2	32.0	0.2	31.3	-0.5
Molodezhnaya	30.6	31.2	0.6	29.9	-0.7		
Davis	28.6	27.9	-0.7	28.3	-0.3	29.4	0.8
Novolazarevskaya	26.5	27.2	0.7	26.2	-0.3	26.0	-0.5
Amundsen-Scott	22.8	23.4	0.6	22.7	-0.1	22.5	-0.3

Перше десятиріччя характеризується додатними аномаліями швидкості вітру на усіх висотах. В другому десятиріччі переважають від'ємні аномалії (окрім поверхні 500 гПа), а третє десятиріччя характеризується поступовим збільшенням швидкості вітру в нижній тропосфері. На висотах зберігаються від'ємні аномалії.

Як було зазначено раніше, перенос вологи включає: горизонтальні потоки, що визначаються з урахуванням напрямів переміщення повітряних мас та переноси вологи, які показують кількість вологи, що циркулює з урахуванням модуля середньої швидкості [11, 40]. Тому в роботі були проведені розрахунки повторюваності напрямку вітру за румбами.

Повторюваність напрямків вітру обчислювалася для кожного місяця і року. Вона надається у відсотках від загальної кількості всіх строків, коли спостерігався вітер. Обробка для загальної характеристики вітру проводилася за вісьма напрямками (табл. 4.6). Напрямок з найбільшою повторюваністю вітру прийнято називати пануючим, ця величина є однією з основних кліматичних характеристик. Як показав аналіз повторюваності напрямку вітру на стандартних ізобаричних поверхнях за досліджений період (табл. 4.6) на АТ 850 гПа пануючим вітром є вітер з північно-східним та східним напрямком, тільки для ст. Bellingshausen пануючим буде вітер південно-західної та західної складової та ст. McMurdo – південно-східної та південної складової [28]. Ізобарична поверхня 700 гПа характеризується зміною напрямку пануючого вітру практично на всіх досліджених станціях, про що свідчить розрахована повторюваність напрямку вітру (%) по градаціям. Поворот вітру відбувається за годинниковою стрілкою, що добре відповідає теорії циркумполярного вихору. Таким чином, вже на 500 гПа поверхні пануючий вітер практично на всіх станціях має південно-південно-західну складову для станцій Східної та західно-північно-західну для станцій Західної Антарктиди. На 300 гПа поверхні пануючий вітер для станцій Західної Антарктиди – південно-західної та західної складової, для станцій Східної Антарктиди – західно-північно-західної складової з великим відсотком повторюваності.

4.2.2 Інтенсивність вологопереносу

Як було показано вище, власний вміст водяної пари в атмосфері Антарктики малий, але кількість вологи, яка циркулює, досягає достатньо великих значень. Відомо, що середній потік вологи, обумовлений впорядкованим середнім рухом частинок, визначається по середньомісячним характеристикам вологості повітря і вітру, причому складає, як правило, головну частину в повному потоці. Інтегральний потік вологи в обраному стовпі атмосфери складається з суми переносів водяної пари по шарам [7, 13, 16, 17, 40]. Розрахунок перенесень вологи виконувався за методом О.О. Дроздова, опис якого надане вище [40]. Для цього в роботі були розраховані середньомісячні та середньорічні значення переносів вологи в шарі 850-300 гПа включно для області, розташованої над дослідженими Антарктичними станціями. Були розраховані середньомісячні та середньорічні значення загальної кількості вологи, що проноситься над материком (табл. 4.7). Для кожного місяця в даній таблиці жирним шрифтом позначені найбільші середні багаторічні значення вологопереносу по станціям [39, 66, 83].

Мінімальні значення вологопереносу спостерігаються в період антарктичної зими, максимальні – літом. Крім того, найбільшими значеннями вологопереносу (219,65 кг/м·с) характеризується станція, яка знаходиться на максимальному віддаленні від Антарктичного материка – станція Антарктичного півострова (Bellingshausen). Станція Bellingshausen побудована на південно-західному краю острова в затоці Гуардія-Насьонал на східному узбережжі півострова Файлдс. Півострів Файлдс витягнутий в напрямі південний захід – північний схід на 10 км. Велика частина півострова Файлдс вільна від льоду і подібна до оазисів Антарктичного півострова. Береги півострова піддаються дії моря майже круглий рік, що сприяє формуванню в цьому регіоні волого насиченого повітря.

Таблиця 4.6

Повторюваність напрямку вітру на стандартних ізобаричних поверхнях (%) за досліджений період

станція	широта	довгота	висота над рівнем моря	0-44	45-89	90-134	135-179	180-224	225-269	270-314	315-360
850гПа											
Станції Західної Антарктиди											
Bellingshausen	62.2S	58.9 W	16m	0,9	0,3	0,3	1,5	2,1	49,9	42,5	2,7
Neumayer	70.7S	8.4 W	50m	2,7	38,7	30,2	14,4	3,1	6,7	3,3	1,0
Sanae	70.3S	2.4 W	62m	2,0	41,1	43,3	11,5	1,3	0,0	0,4	0,4
Halley	75.5S	26.4 W	30m	14,9	41,4	21,9	9,0	5,6	2,9	1,3	3,1
McMurdo	77.9S	166.7E	24m	0,7	0,3	2,6	41,6	37,2	10,2	4,2	3,2
Станції Східної Антарктиди											
Casey	66.3S	110.5E	42m	14,0	51,1	24,2	5,5	1,7	0,5	0,7	2,3
Mirny	66.5S	93.0E	30m	0,0	26,8	72,7	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0
Dumont d'Urville	66.7S	140.0E	43m	0,0	1,1	79,2	19,3	0,3	0,3	0,0	0,0
Mawson	67.6S	62.9E	16m	0,0	5,2	81,9	11,6	0,9	0,4	0,0	0,0
Molodezhnaya	67.7S	45.9E	40m	11,3	81,9	5,3	0,3	0,0	0,3	0,0	1,1
Davis	68.6S	78.0E	13m	17,6	76,3	3,7	1,4	0,0	0,0	0,2	0,8
Novolazarevskaya	70.8S	11.8E	119m	0,0	2,4	97,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Amundsen-Scott	90.0S	0.0E	2835m								

Продовження таблиці 4.6

станція	широта	довгота	висота над рівнем моря	0-44	45-89	90-134	135-179	180-224	225-269	270-314	315-360
700 гПа											
Станції Західної Антарктиди											
Bellingshausen	62.2S	58.9 W	16m	0,3	0,0	0,0	0,3	5,0	63,5	30,1	0,9
Neumayer	70.7S	8.4 W	50m	9,6	18,2	20,4	20,5	16,9	8,6	3,1	2,7
Sanae	70.3S	2.4 W	62m	3,2	29,1	33,0	16,1	8,0	5,7	4,8	0,0
Halley	75.5S	26.4 W	30m	15,3	14,3	5,6	10,0	18,6	15,1	10,3	10,8
McMurdo	77.9S	166.7E	24m	1,0	0,7	3,0	27,7	43,9	14,5	5,4	3,7
Станції Східної Антарктиди											
Casey	66.3S	110.5E	42m	6,6	21,2	27,3	12,8	10,6	10,1	6,6	4,7
Mirny	66.5S	93.0E	30m	7,4	45,4	22,8	6,8	3,9	5,5	3,9	4,3
Dumont d'Urville	66.7S	140.0E	43m	2,6	7,9	10,4	13,6	22,4	24,4	13,4	5,3
Mawson	67.6S	62.9E	16m	0,7	1,1	22,9	27,5	25,9	19,9	2,1	0,0
Molodezhnaya	67.7S	45.9E	40m	21,0	34,2	4,9	2,1	2,9	7,3	13,0	14,6
Davis	68.6S	78.0E	13m	23,4	42,3	7,7	4,0	1,2	3,5	6,7	11,2
Novolazarevskaya	70.8S	11.8E	119m	0,0	14,7	74,2	10,3	0,7	0,0	0,0	0,0
Amundsen-Scott	90.0S	0.0E	2835m								

Продовження таблиці 4.6

станція	широта	довгота	висота над рівнем моря	0-44	45-89	90-134	135-179	180-224	225-269	270-314	315-360
500 гПа											
Станції Західної Антарктиди											
Bellingshausen	62.2S	58.9 W	16m	0,3	0,0	0,0	0,3	4,1	61,2	34,1	0,3
Neumayer	70.7S	8.4 W	50m	7,8	9,7	7,8	14,2	26,2	22,1	7,3	5,0
Sanae	70.3S	2.4 W	62m	5,3	13,7	9,4	13,5	24,2	19,8	8,3	5,8
Halley	75.5S	26.4 W	30m	7,5	3,8	2,7	5,9	25,9	30,2	15,7	8,3
McMurdo	77.9S	166.7E	24m	4,8	4,5	6,5	12,5	24,8	18,3	16,3	12,5
Станції Східної Антарктиди											
Casey	66.3S	110.5E	42m	10,0	7,7	3,0	4,4	4,4	19,8	35,1	15,7
Mirny	66.5S	93.0E	30m	14,6	16,5	4,9	3,5	6,1	14,5	25,7	14,2
Dumont d'Urville	66.7S	140.0E	43m	3,0	0,0	0,3	1,6	13,7	28,1	41,3	12,0
Mawson	67.6S	62.9E	16m	2,8	6,7	6,5	6,0	12,0	43,9	19,3	2,8
Molodezhnaya	67.7S	45.9E	40m	12,2	10,9	3,4	2,1	1,8	13,4	37,0	19,3
Davis	68.6S	78.0E	13m	15,8	13,9	4,0	3,4	3,8	7,1	28,8	23,3
Novolazarevskaya	70.8S	11.8E	119m	8,5	18,4	16,2	12,9	14,2	15,9	7,0	6,8
Amundsen-Scott	90.0S	0.0E	2835m	8,5	2,5	3,5	4,0	9,0	14,9	31,6	26,0

Продовження таблиці 4.6

станція	широта	довгота	висота над рівнем моря	0-44	45-89	90-134	135-179	180-224	225-269	270-314	315-360
300 гПа											
Станції Західної Антарктиди											
Bellingshausen	62.2S	58.9 W	16m	0,0	0,0	0,0	0,3	2,0	61,1	36,3	0,3
Neumayer	70.7S	8.4 W	50m	5,2	9,4	2,3	5,0	28,8	36,0	9,0	4,4
Sanae	70.3S	2.4 W	62m	6,2	4,4	2,4	5,5	20,8	38,8	16,3	5,6
Halley	75.5S	26.4 W	30m	4,0	2,5	1,7	2,8	23,1	43,7	17,0	5,3
McMurdo	77.9S	166.7E	24m	7,1	2,8	2,0	3,9	9,7	22,0	28,6	23,9
Станції Східної Антарктиди											
Casey	66.3S	110.5E	42m	3,9	0,8	0,2	1,6	4,0	15,4	56,8	17,3
Mirny	66.5S	93.0E	30m	7,2	3,8	1,4	1,4	3,1	19,3	47,4	16,3
Dumont d'Urville	66.7S	140.0E	43m	1,4	0,0	0,3	0,8	4,3	30,4	56,8	6,1
Mawson	67.6S	62.9E	16m	2,8	3,9	1,5	1,3	6,8	36,1	41,2	6,2
Molodezhnaya	67.7S	45.9E	40m	4,9	3,8	1,5	0,8	2,0	17,3	51,7	17,9
Davis	68.6S	78.0E	13m	6,9	2,6	1,2	1,6	4,5	15,9	49,5	17,8
Novolazarevskaya	70.8S	11.8E	119m	8,3	4,0	2,8	4,4	12,5	34,5	22,5	11,0
Amundsen-Scott	90.0S	0.0E	2835m	3,8	3,1	3,6	15,1	28,3	22,4	14,9	8,8

Таблиця 4.7

Середні багаторічні значення вологопереносу (кг/м·с)

№ з/п	Станція	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	рік
	Станції Західної Антарктиди													
1	Bellingshausen	180,58	219,65	211,03	157,17	153,66	123,57	133,53	124,65	167,56	164,88	171,43	170,10	165,40
2	Neumayer	78,95	74,43	71,05	56,08	51,09	44,26	39,16	41,87	36,71	44,30	61,80	66,83	55,35
3	Sanae	66,62	69,08	63,67	55,93	46,90	42,75	37,11	31,26	30,68	36,92	57,90	67,17	50,12
4	Halley	56,52	51,51	54,34	41,29	39,24	34,74	34,83	36,77	34,91	44,81	44,92	49,98	43,88
5	McMurdo	42,29	36,01	29,31	24,41	25,43	23,32	20,28	19,45	21,40	23,78	32,79	38,75	27,80
	Станції Східної Антарктиди													
6	Casey	69,03	63,13	55,52	53,66	49,56	51,37	51,73	47,31	41,83	39,84	52,40	63,03	52,84
7	Mirny	113,21	92,52	74,93	71,22	71,18	71,62	60,37	54,80	51,81	56,96	79,24	105,59	75,20
8	Dumont d'Urville	80,29	72,67	56,70	52,59	44,29	44,26	49,46	48,83	44,16	37,17	43,49	68,63	52,96
9	Mawson	67,58	53,38	45,19	38,32	31,74	31,79	28,04	24,72	23,71	25,21	44,07	64,66	39,94
10	Molodezhnaya	86,75	88,06	81,35	73,41	59,97	48,79	48,71	41,46	40,00	45,26	59,74	77,17	62,95
11	Davis	67,77	64,29	60,17	48,87	42,16	41,12	35,91	35,29	30,83	36,95	54,97	74,36	49,44
12	Novolazarevskaya	95,80	88,59	71,49	57,17	53,95	48,79	43,15	39,55	35,62	42,87	64,28	90,21	60,82
13	Amundsen-Scott	7,12	6,57	6,08	4,85	4,59	3,94	3,74	4,02	4,34	3,93	4,09	4,95	4,97

Лише впродовж декількох зимових місяців біля берега утримується крижаний бар'єр, захищаючи його від дії моря. Тому, значення вологопереносу тут в три рази більші ніж на інших станціях Антарктичного материка. В Східній Антарктиді максимальними значеннями вологопереносу характеризуються три станції: Mirny, Molodezhnaya та Novolazarevskaya – вони в таблиці визначені жирним шрифтом. Причому, на ст. Mirny максимальні значення спостерігаються на протязі всього року з максимумом в січні (113,21 кг/м·с), ст. Molodezhnaya та Novolazarevskaya характеризуються також великими значеннями вологопереносу в літній та перехідні періоди [39, 66, 83]. Найменші значення вологопереносу протягом року спостерігаються на станції Amundsen-Scott, як вже зазначалося, це пов'язане з географічним розташуванням станції. Для середньорічних значень вологопереносу зберігається така ж тенденція.

Всі багаторічні данні були проаналізовані з метою виявлення прихованих періодичностей. За даними значень вологопереносу було визначено тенденцію в змінах вологопереносу за весь досліджений період (Додаток Е). В таблиці 4.8 представлені характеристики трендової складової, жирним шрифтом виділені від'ємні значення тренду, а жирним шрифтом та курсивом – найбільші додатні. Аналіз таблиці 4.8 показав, що максимальне зростання кількості вологи, яка переноситься в стовпі повітря над Антарктидою характерне для Західної Антарктиди, воно втричі перебільшує значення зростання вологопереносу, яке має місце на деяких станціях Східної Антарктиди. Наприклад, для станцій Bellingshausen та Sanae характерне зростання вологопереносу практично для усіх місяців року (крім лютого та жовтня – ст. Bellingshausen і серпня – ст. Sanae) та для середньорічних значень.

Інші станції Західної Антарктиди (ст. Neumayer, McMurdo та Halley), які знаходяться в районі шельфових льодовиків, характеризуються від'ємним трендом майже на протязі всього року (мінімум -14,0 кг/м·с, ст. McMurdo). Причому, максимальне зменшення спостерігається в перехідні сезони. Від'ємні значення тренду на станціях Східної Антарктиди спостерігаються в різні місяці року, але переважають в зимовий період, мінімум становить -21,0 кг/м·с (ст. Dumont d'Urville, липень).

Таблиця 4.8

Значення трендової складової вологопереносу (кг/м·с)

№ з/п	Станція	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	рік
	Станції Західної Антарктиди													
1	Bellingshausen	66,0	-33,0	27,0	59,0	29,0	52,0	13,0	20,0	42,0	-16,0	79,0	34,0	27,0
2	Neumayer	-11,0	-17,0	-27,0	5,5	-1,0	-4,5	-2,0	7,5	-13,0	-13,0	-1,0	-4,0	-7,5
3	Sanae	66,0	64,0	40,0	43,0	28,0	28,0	18,0	-3,0	3,5	9,0	36,0	45,0	31,5
4	Halley	12,5	-0,3	0,0	-4,5	-4,5	-2,5	-6,0	10,0	-4,5	-11,0	6,0	5,0	-1,0
5	McMurdo	3,0	-3,0	-11,0	-2,0	-14,0	-1,0	-7,0	-12,5	0,8	0,5	7,0	0,1	-3,0
	Станції Східної Антарктиди													
6	Casey	-3,0	30,0	14,0	31,0	13,0	3,0	16,0	6,0	14,0	2,0	20,0	4,0	14,0
7	Mirny	-10,0	16,0	16,0	7,0	-11,0	-11,0	-2,0	5,0	8,0	-6,0	10,0	-6,0	-1,0
8	Dumont d'Urville	2,5	-15,0	14,5	-11,5	12,5	-14,5	-21,0	3,5	-14,0	-13,0	-19,5	-10,0	-6,0
9	Mawson	1,0	-3,0	12,0	-11,0	13,0	-1,0	-9,5	1,5	13,5	0,5	11,0	20,5	5,0
10	Molodezhnaya	38,0	7,0	8,0	1,0	-13,0	0,5	16,0	-1,5	-9,0	4,0	7,0	10,0	8,5
11	Davis	21,0	-7,0	4,5	3,0	-2,0	-9,0	-4,0	-4,0	3,0	4,0	20,0	-8,5	5,0
12	Novolazarevskaya	-8,0	10,0	3,0	2,0	-12,0	7,5	-10,5	3,0	-3,5	-3,5	-2,2	-18,0	-3,5
13	Amundsen-Scott	3,6	4,6	3,8	3,8	-0,3	-0,7	-1,4	-3,2	-1,7	-1,2	0,5	3,5	0,9

Зростанням вологопереносу характеризуються перехідні сезони та літо, максимальний ріст фіксується в осінні місяці (38,0 кг/м·с – ст. Molodezhnaya) і тільки ст. Casey фіксує зростання вологопереносу практично протягом усього року [39, 66].

Проведемо картування отриманих результатів просторового розподілу характеристик вологопереносу (рис. 4.6 а-в, додаток Є). Аналіз отриманих результатів показав плямистість в просторовому розподілі значень вологопереносу, як і температури та вологовмісту повітря.

Центральні області Антарктиди, являються полюсом найнижчого на земній кулі вологовмісту та мінімальних значень вологопереносу. Вологоперенос повітря в глибині Антарктиди характеризується дуже низькими значеннями й має тенденцію до зменшення взимку та до збільшення – влітку. Для всього дослідженого періоду максимальні значення вологопереносу фіксуються в січні над Антарктичним півостровом. Взимку практично над всім материком значення вологопереносу зменшуються вдвічі.

Взагалі, якщо не враховувати ст. Bellingshausen, то значення вологопереносу Східної Антарктиди дещо вищі ніж Західної (від 2 до 20%), це обумовлене не тільки вологовмістом даного регіону, але й більшими швидкостями вітру в верхній тропосфері східного узбережжя. Вологоперенос над Антарктичним материком має добре виражену зональність на загальному фоні визначаються зони з найнижчим вологопереносом – це Антарктичний купол (ст. Amundsen Scott), зони шельфових льодовиків (ст. McMurdo, Halley – на протязі всього року) та зони, які підвернені впливу стокових вітрів (ст. Novolazarevskaya, Molodezhnaya та Dumont d'Urville – взимку).

Головна роль в перенесенні вологи над всією антарктичною областю належить циркуляційним процесам. Циклонічна активність навколо материка є постійним явищем, яке зазнає певних змін під впливом глобальних факторів. Зміни траєкторії руху чи інтенсивності крупних баричних утворень призводять до змін температури та вологовмісту повітря, швидкості вітру а також адвекції вологи. Траєкторії глибоких циклонів, які проходять круг материка за годинниковою стрілкою, пролягають по двох основних напрямках [53].

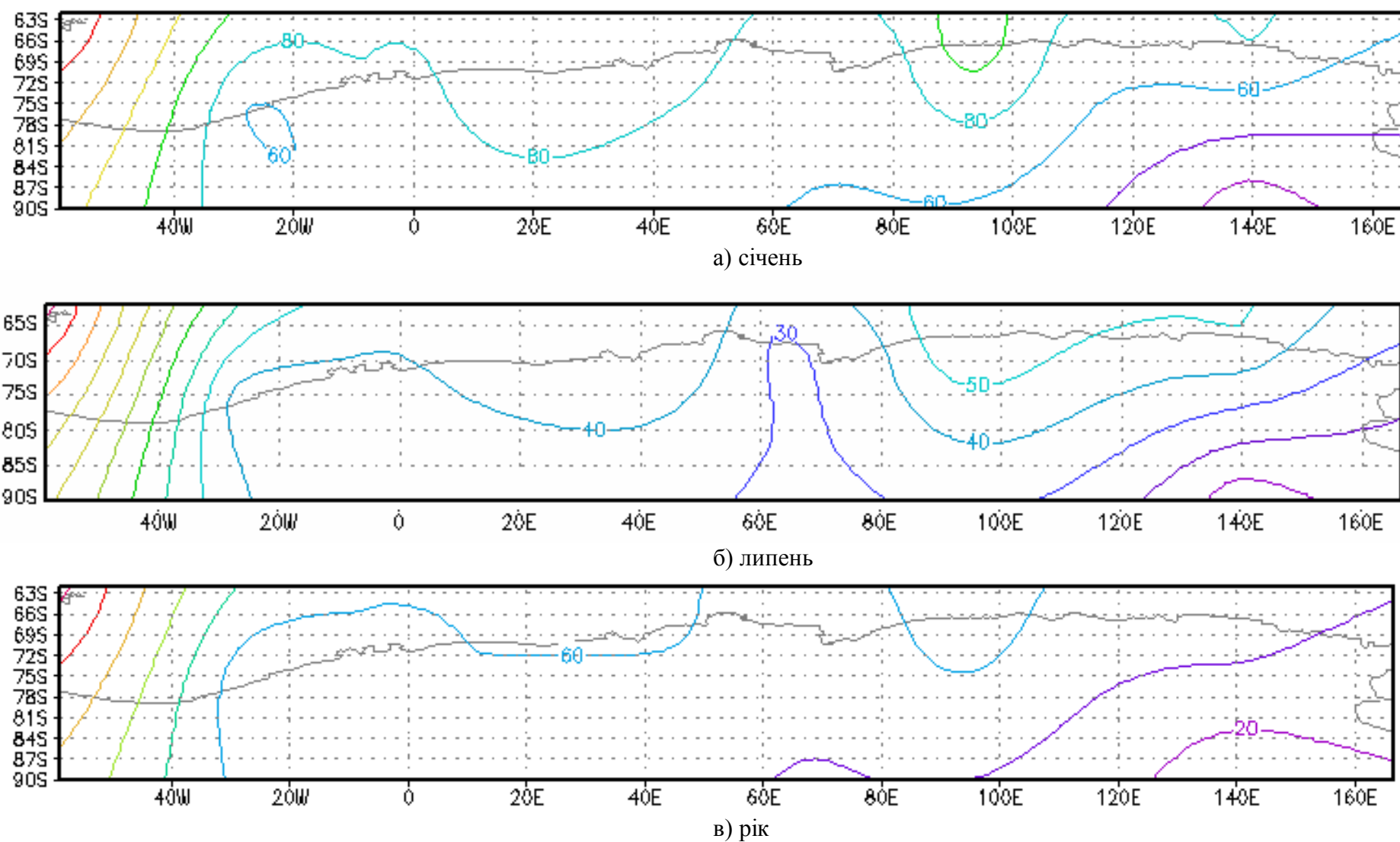


Рис. 4.6 Карти вологопереносу для центральних місяців сезонів та середньорічні значення

4.3 Аналіз характеристик енергетичного спектру приземної температури та характеристик вологості антарктичного повітря

4.3.1 Оцінка взаємозв'язку вологовмісту та приземної температури антарктичного повітря

Для виявлення характеристик енергетичного спектру приземної температури та характеристик вологості антарктичного повітря будемо використовувати алгоритм Фур'є-аналізу [26]. Для цього реалізуємо на ПЕОМ алгоритм дослідження стаціонарних випадкових процесів. Це дало можливість отримати статистичні оцінки взаємної спектральної щільності середньомісячних значень вологовмісту шару 850-300 гПа антарктичного повітря [процес $X_i(t)$] та середньомісячних значень приземної температури повітря [процес $X_j(t)$], які мають дискретність 1 місяць. За даними проведених розрахунків побудовані графіки функцій: ко-спектра $C_{x_i x_j}(\omega)$ (рис. 4.7 а), квадратурного спектра $Q_{x_i x_j}(\omega)$ (рис. 4.7 б), амплітудного спектра $A(\omega) = |S_{x_i x_j}(\omega)|$ (рис. 4.7 в) та когерентності $\gamma(\omega)$ (рис. 4.8 а).

В якості прикладу представлені графіки функцій, які характеризують взаємозв'язок приземного вологовмісту та температури антарктичного повітря на ст. Bellingshausen. Вірогідність статистичних оцінок взаємної спектральної щільності будемо визначати по когерентності за умови $\gamma(\omega) \geq 0,90$. За допомогою методики, яка була викладена у [26], нами були розраховані спектральні щільності середньомісячних значень вологовмісту шару 850-300 гПа та середньомісячних значень приземної температури антарктичного повітря (рис. 4.8 б-4.8 в, табл. 4.9).

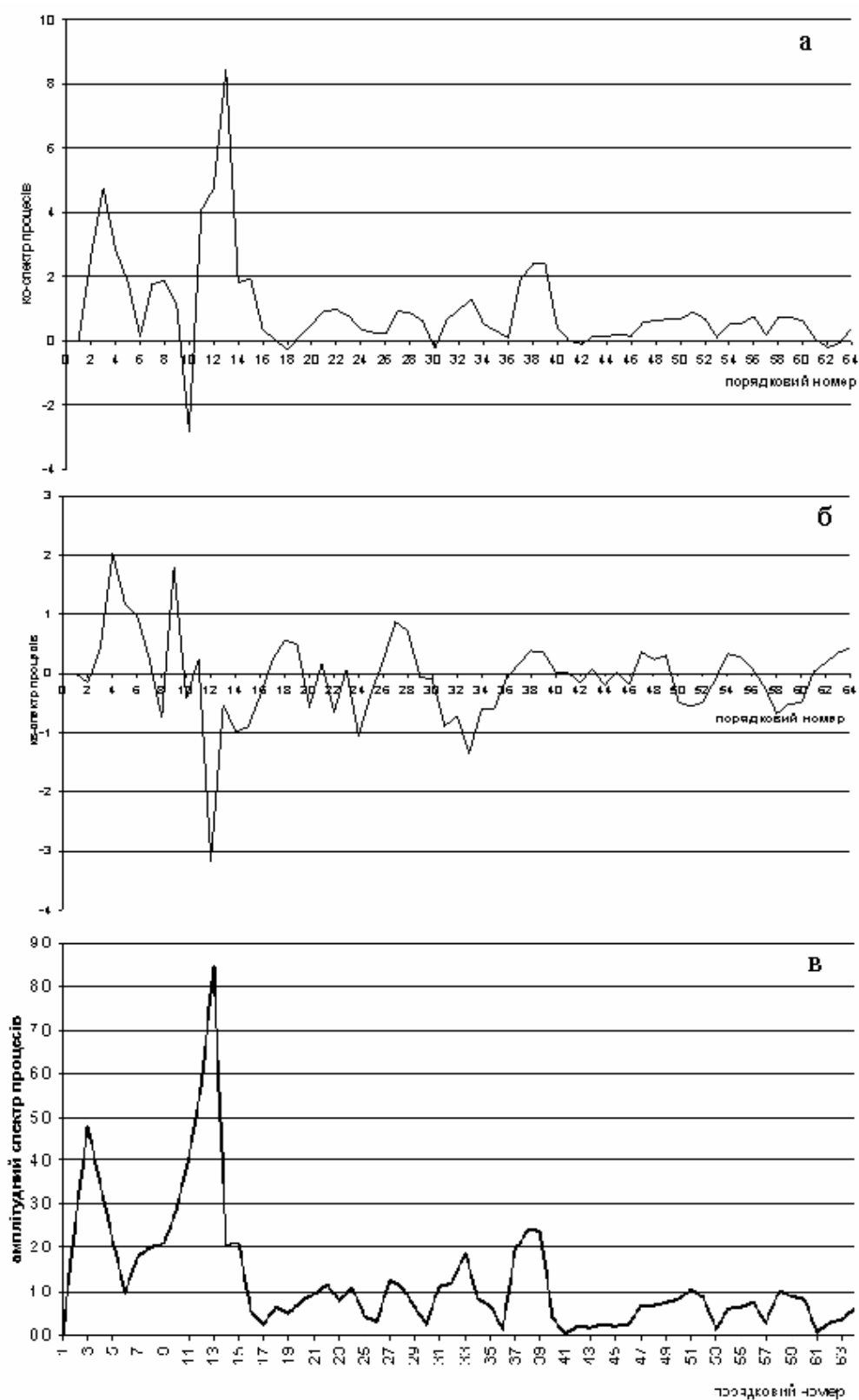


Рис. 4.7 Ко-спектр (а), кв-спектр (б), амплітудний спектр (в) середньомісячних значень вологовмісту та середньомісячних значень приземної температури повітря

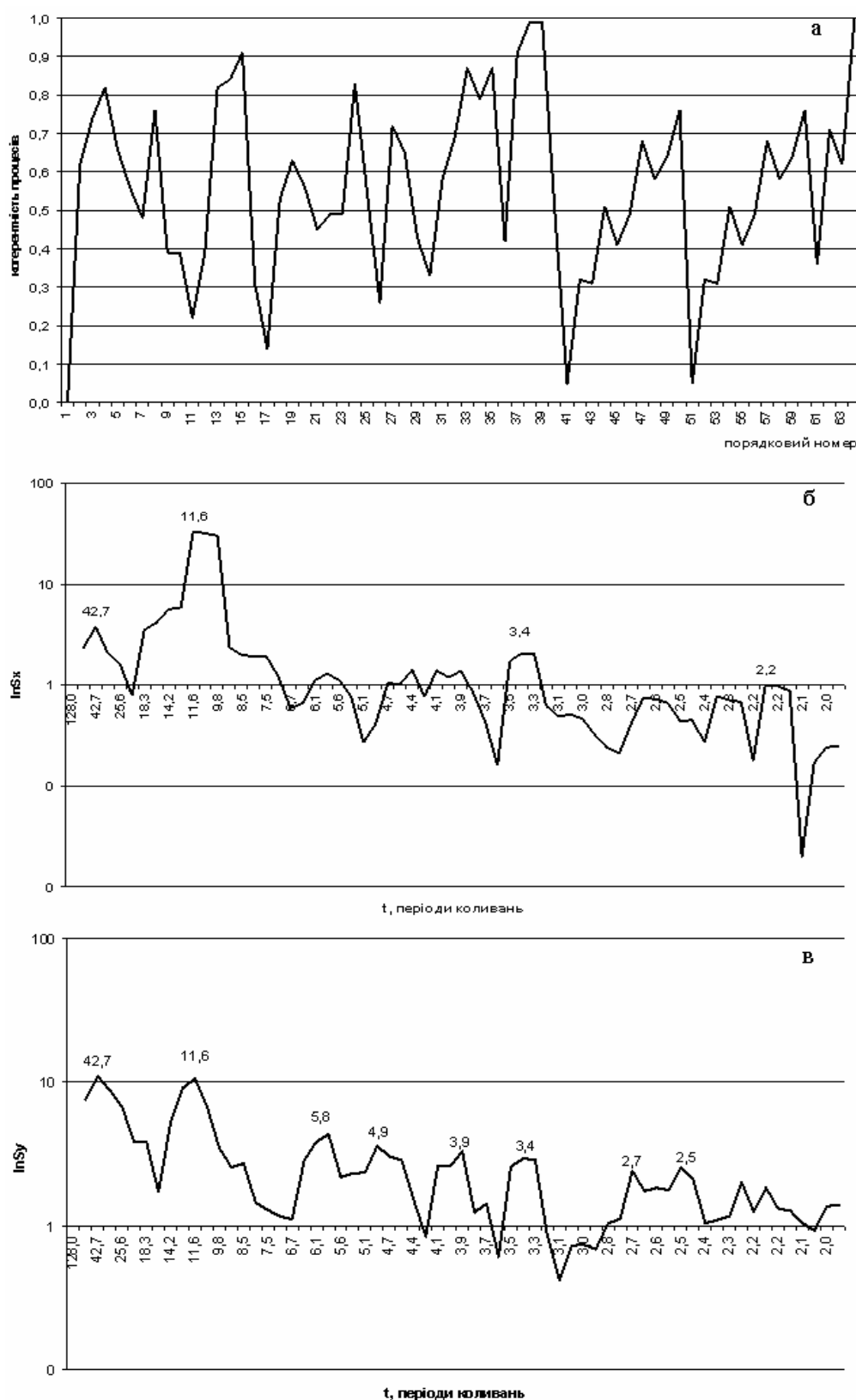


Рис. 4.8 Когерентність (а), спектрограма середньомісячних значень вологовмісту (б) та спектрограма середньомісячних значень приземної температури повітря (в)

Таблиця 4.9

Статистичні оцінки взаємної спектральної щільності вологовмісту
тропосфери та приземної температури повітря

№ з/П	$S_x(\omega)$	$S_y(\omega)$	$A(\omega)$	$C_{xy}(\omega)$	$Q_{xy}(\omega)$	$\gamma(\omega)$	$T_k, i^3 \tilde{n}$	$\psi_{xy}(\omega),$ град.
Bellingshausen								
15	1.99	2.72	2.12	1.92	-0.91	0.91	8.5	334.60
37	1.72	2.58	1.92	1.91	0.16	0.91	3.5	4.80
Neumayer								
7	6.57	381.89	49.81	48.88	9.60	0.99	9.1	11.10
13	0.80	51.20	6.06	5.68	2.12	0.95	4.9	20.50
Sanae								
12	11.04	283.51	55.27	55.22	2.33	0.99	10.7	2.42
36	0.24	3.52	0.91	0.75	0.51	0.99	3.6	34.23
Halley								
12	10.78	1209.73	113.72	109.51	30.64	1.00	10.7	15.64
23	0.89	91.03	8.60	8.22	2.54	0.96	5.6	17.18
McMurdo								
12	8.02	1130.13	93.84	92.65	14.91	0.99	10.7	9.15
23	1.31	182.65	15.03	11.78	9.34	0.97	5.6	38.43
Casey								
22	20.81	962.45	137.52	131.75	39.43	0.97	11.6	16.67
43	4.89	110.44	22.32	21.64	5.45	0.96	6.0	14.14
Mirny								
22	38.79	799.00	175.06	170.66	39.00	0.99	11.6	12.90
43	6.57	127.58	28.76	28.57	3.33	0.99	6.0	6.70
Dumont d'Urville								
22	19.57	1222.38	153.67	146.40	46.72	0.99	11.6	17.71
43	5.75	108.81	24.95	21.22	13.12	1.00	6.0	31.74
Mawson								
12	13.06	565.60	85.50	83.84	16.75	0.99	10.7	11.30
23	2.31	96.29	14.76	14.09	4.40	0.99	5.6	17.35
Molodezhnaya								
12	23.80	547.03	113.98	112.82	16.24	1.00	10.7	8.20
23	2.43	49.40	10.59	8.95	5.67	0.97	5.6	32.37
Davis								
11	13.54	657.36	94.17	92.33	18.53	1.00	11.6	11.35
23	3.05	100.66	17.36	16.12	6.44	0.99	5.6	21.79
Novolazarevskaya								
12	18.58	581.43	103.72	103.52	6.47	1.00	10.7	3.58
21	3.15	50.62	12.26	11.46	4.35	0.97	6.1	20.80
Amundsen Scott								
22	0.30	43.58	3.34	2.96	1.55	0.92	11.6	27.65
42	0.04	1.72	0.22	0.19	0.12	0.92	6.1	32.29

Для аналізу були вибрані пікові значення спектральної щільності середньомісячних значень вологовмісту та температури повітря, які інтерпретовані як річні, піврічні та сезонні коливання.

Аналіз таблиці 4.9 показав, що в спектральній щільності як середньомісячних значень вологовмісту шару 850-300 гПа так і приземної температури повітря максимальними за амплітудою є квазірічні (з періодом 10,7-11,6 місяця) та піврічні (з періодом 5,6-6,1 місяця) коливання [65, 83].

Винятком являються тільки станції Bellingshausen та Neumayer, для яких характерні коливання з періодом 8,5 та 9,1 місяця відповідно. Станція Bellingshausen знаходиться на північному краю Антарктичного півострова, а станція Neumayer – на шельфовому льодовику Роне-Фільхнера, таким чином, обидві станції знаходяться у зоні надходження водяного пару і добре гармонують з особливостями циркуляції антарктичної атмосфери та, перш за все, з розташованою над морем Белінсгаузена областю циклонічної активності. В цілому посилення циклогенезу над Західним сектором Антарктики сприяє проникненню водяного пара в антарктичне повітря.

Також був визначений початок фази кожного процесу. Як показали розрахунки на станціях, для гармонік усіх періодів, взаємозв'язок здійснюється у фазі з незначним (менше «частоти Найквіста», яка дорівнює подвійному інтервали дискретності [26]) випередженням процесу, який характеризує вологовміст шару 850-300 гПа, відносно процесу, який характеризує температуру повітря. Це свідчить про наявність крупномасштабного процесу, який одночасно впливає на зміну і приземної температури, і вологовмісту антарктичного повітря.

Розрахунки підтвердили теоретичні положення про вплив змін температури на зміни вологовмісту повітря.

4.3.2 Просторовий розподіл характеристик енергетичного спектру періодичних коливань приземної температури та вологовмісту

Спектральну щільність випадкової функції можна розглядати як "енергетичний спектр" цієї функції. Це пояснюється тим, що в якості випадкової функції часто розглядаються такі величини як: швидкість вітру, швидкість течії в океані, напруження та багато інших. В такому випадку розподіл дисперсій, які мають квадрат розмірності амплітуди, пропорційний щільності розподілу енергії сигналу по частотах [26].

Проведений Фур'є-аналіз дозволив отримати домінуючі та побічні періодичності, кожна з яких має своє значення енергетичного спектру. Розраховані кількісні характеристики енергетичного спектру приземної температури та вологовмісту антарктичного повітря представлені в табл. 4.10.

Розглянемо просторовий розподіл кількісних характеристик енергетичного спектру обох процесів, для цього проведемо візуалізацію розрахованих значень (рис. 4.9, 4.10). На цих картах нанесені ізолінії рівних значень величини енергетичного спектру для вологовмісту шару антарктичного повітря та приземної температури. Відмітимо, що максимальні значення спектральної щільності, яка характеризує енергетичний спектр досліджених функцій, характерні для річних коливань, другими за величиною являються піврічні коливання. Тільки для станції Bellingshausen та Sanae значення спектральної щільності, властиві квазітрьохрічному коливанню, перевищують енергетику піврічних коливань [86].

Необхідно зазначити, що просторовий розподіл річних, піврічних та сезонних величин енергетичного спектру має схожий рисунок, більше того розташування зон максимумів та мінімумів значень енергетичного спектру вологовмісту та температури антарктичного повітря фіксується в одних і тих же районах Антарктиди. Мінімальні значення енергетичного спектру обох

процесів фіксуються в районі Антарктичного куполу 90°пд.ш. 140°сх.д, другий мінімум спостерігається в районі узбережжя 72°пд.ш. 10°сх.д – ст. Neumaier, причому, другий мінімум являється характерним для енергетичного спектру вологовмісту гармонік всіх періодів, а для температури повітря другий мінімум характерний для річних та піврічних коливань. Існування другого мінімуму в районі станції Neumaier пояснюється в першу чергу розташуванням станції на узбережжі моря Веделла в зоні шельфового льодовика Роне-Фільхнера.

Зона максимальних значень енергетичного спектру обох процесів розташована в районі 66°пд.ш. та від 95 до 110°сх.д. (район ст. Mirny та Casey). Зона існування максимуму співпадає з зоною яскраво виражених динамічних процесів Східної Антарктиди: районом стокових вітрів. В Антарктиді стокові вітри виникають в 700-800 км від берегу в глибині континенту та затухають в 3-4 км від берега над морем. Швидкість стокового вітру може досягати дуже великих значень: при посиленні завдяки місцевим умовам рельєфу вона досягає в деяких випадках 80-90 м/с. Це свідчить про те, що район 66°пд.ш. та від 95 до 110°сх.д. характеризується великими запасами кінетичної енергії [86].

Відомо, що різні перетворення в атмосфері характеризують швидкість та інтенсивність різних процесів. Суттєве значення має кінетична енергія, яка безпосередньо пов'язана зі швидкістю вітру.

Така ж картина розташування ізоліній з формуванням зон максимумів та мінімумів характерна для просторово-часового розподілу практично всіх досліджених параметрів (відношення загальної хмарності до нижньої, швидкості вітру, вологопереносу). Існування виявленої зони максимумів пояснюється, в першу чергу, орографічними особливостями підстильної поверхні: Східна Антарктида представляє собою монолітну платформу, оконтурену по краям плато гірськими ланцюгами [86]. В центральній частині висота плато досягає 4300 м над рівнем моря. Наявність куполоподібного рельєфу призводить до виникнення стокових вітрів.

Таблиця 4.10

Домінуючі та побічні періодичності вологовмісту та приземної температури повітря (місяць)

Станція	Ряд	Довжина ряду	Домінуючий пік	Побічні максимуми	Кількісна характеристика енергетичного спектру					
					рік	півроку	сезон	42,7	64,0	85,3
Західна Антарктида										
Bellingshausen	Вологовміст	128	11,6	42,7; 5,8; 3,4	32,96	1,29	2,06	3,76		
	Температура		42,7; 11,6	5,8; 3,9	10,54	4,35	3,30	10,99		
Neumayer	Вологовміст	64	10,7	4,9; 3,8	7,12	0,80	0,31			
	Температура		10,7	4,9; 2,8	395,08	51,20	6,50			
Sanae	Вологовміст	128	10,7	42,7; 5,6; 2,5	11,04	0,89	0,25	8,32		
	Температура		10,7	5,6; 3,8	283,51	20,07	7,05			
Halley	Вологовміст	128	10,7	5,6; 2,2	10,78	0,89	0,31			
	Температура		10,7	5,6; 2,4	1209,73	91,03	19,82			
McMurdo	Вологовміст	128	10,7	5,6; 3,8	8,02	1,31	0,63			
	Температура		11,6	5,6; 3,5	1128,41	182,65	19,40			
Східна Антарктида										
Casey	Вологовміст	256	11,6	6,0; 64,0; 3,6	20,81	4,89	1,38		1,89	
	Температура		11,6	42,7; 6,0	962,45	110,44	9,61	20,15		
Mirny	Вологовміст	256	11,6	6,0 ; 3,9	38,79	6,57	1,44			
	Температура		11,6	6,0; 42,7; 3,8	799,00	127,58	14,37	17,16		
Dumont d'Urville	Вологовміст	256	11,6	6,0; 3,9	19,57	5,75	0,97			
	Температура		11,6	6,0; 3,9	1222,38	108,81	6,17			
Mawson	Вологовміст	128	10,7	5,8; 2,8	13,06	2,29	0,45			
	Температура		11,6	5,6; 2,5	561,77	96,29	10,36			
Molodezhnaya	Вологовміст	128	10,7	5,6; 42,7; 3,8	23,80	2,43	0,86	1,39		
	Температура		10,7	5,8; 3,8	547,03	52,13	6,67			
Davis	Вологовміст	128	11,6	5,6; 42,7; 3,6	13,54	3,05	0,48	0,77		
	Температура		11,6	5,6; 42,7; 3,4	657,36	100,66	11,54	31,58		
Novolazarevskaya	Вологовміст	128	10,7	6,1; 3,8	18,58	3,15	0,73			
	Температура		10,7	6,1; 3,8	581,43	50,62	7,11			
Amundsen-Scott	Вологовміст	256	11,6	85,3; 5,8; 4,0	0,30	0,08	0,02			0,13
	Температура		11,6	5,8; 4,0	43,58	9,52	0,43			

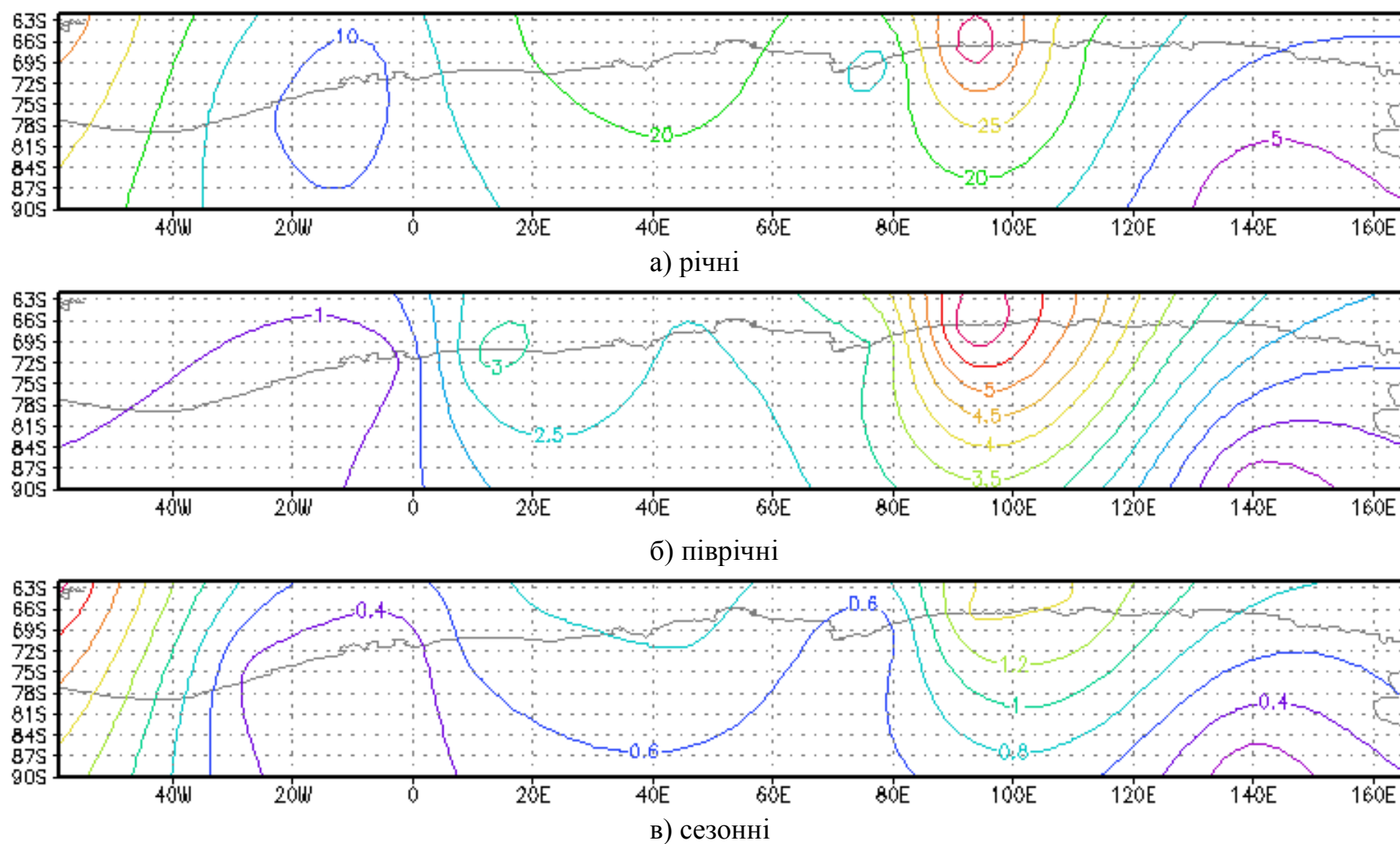


Рис. 4.9 Карти кількісної характеристики енергетичного спектру вологовмісту антарктичного повітря

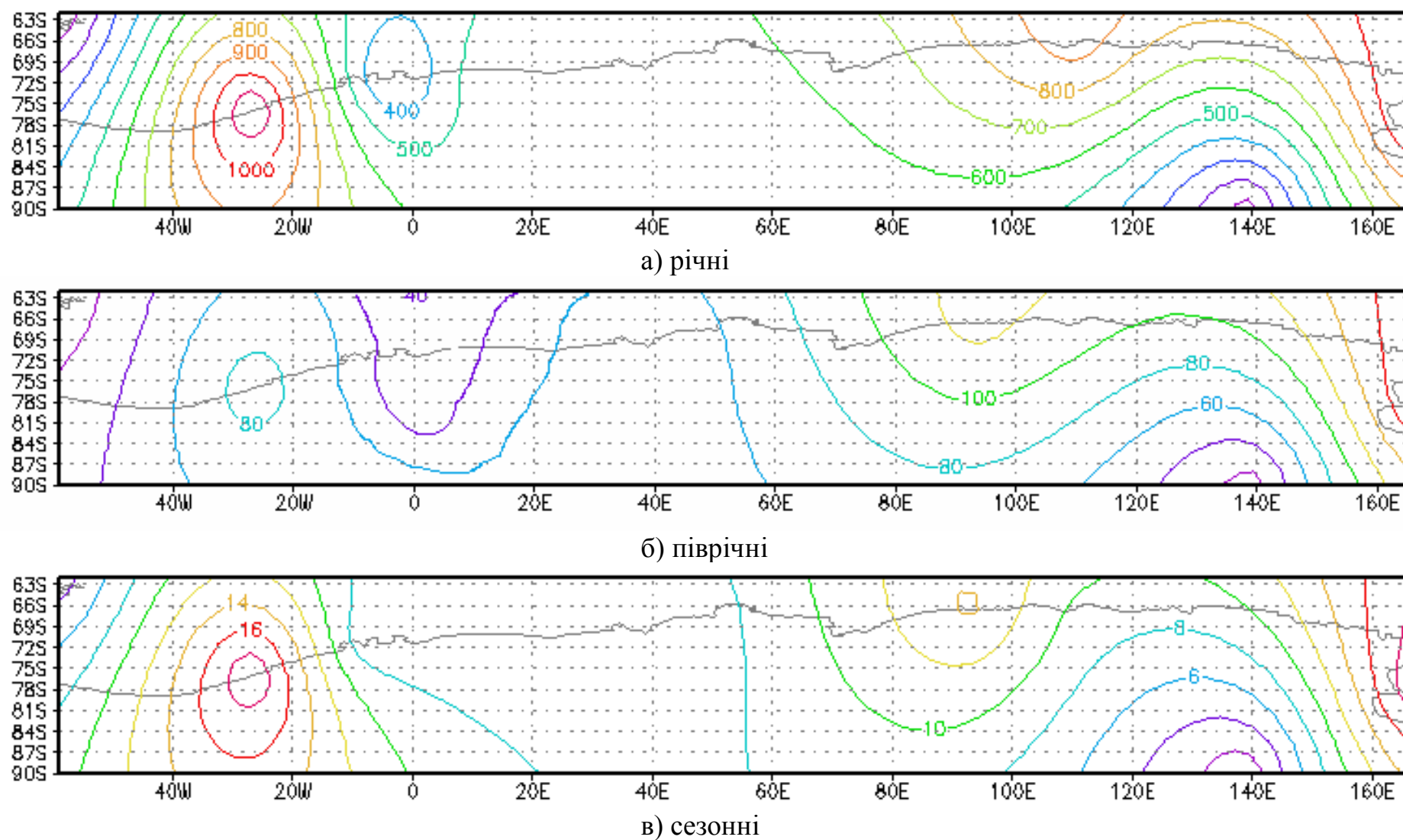


Рис. 4.10 Карти кількісної характеристики енергетичного спектру приземної температури антарктичного повітря

Стокові вітри виникають на досить крутих схилах льодовикового щита: внаслідок охолодження шару повітря біля поверхні льоду, щільність приповерхневого шару підвищується, і він під дією сили тяжіння стікає вниз по схилу. Товщина шару стоку повітря становить зазвичай 200-300 м. Саме зони стокових вітрів характеризуються максимальними значеннями енергетичних характеристик.

Висновки розділу:

- Вологовміст, а також адвекція вологи повітря в Антарктиді має добре виражену зональність.
- Пануючий вітер на стандартних ізобаричних поверхнях має північно-східний та східний напрямок, тільки для ст. Bellingshausen пануючим буде вітер південно-західної та західної складової та ст. McMurdo – південно-східної та південної складової. Ізобарична поверхня 700 гПа характеризується зміною напрямку пануючого вітру практично на всіх досліджених станціях, про що свідчить розрахований відсоток повторюваності напрямку вітру по градаціям. Поворот вітру відбувається за годинниковою стрілкою, що добре відповідає теорії циркумполярного вихору. Таким чином, вже на 500 гПа поверхні пануючий вітер практично на всіх станціях має південно-південно-західну складову для станцій Східної та західно-північно-західну для станцій Західної Антарктиди.
- Мінімальні значення вологовмісту та адвекції вологи спостерігаються в період антарктичної зими (липень), максимальні – літом (січень).
- Максимальне зростання кількості вологи, яка переноситься в стовпі повітря над Антарктидою характерне для Західного узбережжя, воно втричі перебільшує зростання вологопереносу, яке має місце на деяких станціях Східної Антарктиди. Зростанням вологопереносу характеризуються перехідні

сезони та літо, а максимальний ріст фіксується для станцій Bellingshausen та Sanae практично у всіх місяцях року.

- Динаміка адвекції вологи повітря в глибині Антарктиди має нульові значення. Для узбережжя Східної Антарктиди характерні невеликі падіння значень адвекції вологи. Причому, максимальне падіння спостерігається в перехідні сезони, та характерне для станцій, розташованих на шельфових льодовиках.

- Загальні риси просторового розподілу та локалізація зон надходження водяної пари добре гармонують з особливостями циркуляції антарктичної атмосфери і, перш за все, з розташованою над морем Белінсгаузена областю циклонічної активності.

- Поглиблення кліматичного циклону над морем Белінсгаузена призводить до посилення північно-західних вітрів та адвекції теплого вологого повітря на північну частину Антарктичного півострова. Посилення циклогенезу над Західним сектором Антарктики сприяє проникненню водяної пари в Антарктичне повітря, про що свідчить збільшення значень вологовмісту та вологопереносу.

- За допомогою взаємного спектрального аналізу виявлено, що для спектральної щільності середньомісячних значень вологовмісту шару 850-300 гПа властиві річні, піврічні та сезонні коливання, а також коливання з періодом 42,7 місяця (3,6 року). В спектральній щільності середньомісячних значень приземної температури повітря виявлені коливання з періодом 42,7 місяця (квазічотирьохрічні), річні, піврічні та сезонні коливання.

- Розрахунки початку фази кожного процесу показали, що на станціях, для гармонік усіх періодів, взаємозв'язок здійснюється у фазі з незначним (менше «частоти Найквіста») випередженням процесу, який характеризує вологовміст шару 850-300 гПа, відносно процесу, який характеризує температуру повітря. Це свідчить про наявність

крупномасштабного процесу, який одночасно впливає на зміну і приземної температури, і вологовмісту антарктичного повітря.

- Зона існування максимуму значень енергетичного спектру співпадає з зоною яскраво виражених динамічних процесів Східної Антарктиди: районом стокових вітрів, які характеризуються максимальними значеннями кінетичної енергії.

- Спостерігається добре співпадання районів з мінімальною енергетикою коливань (від річних до сезонних) вологовмісту шару та приземної температури повітря в районі Антарктичного куполу 90°півд.ш. 140°сх.д та в районі узбережжя 72°пд.ш. 10°сх.д – ст. Neumaier.

ВИСНОВКИ

У дисертації надана оцінка сучасного стану температурно-вологісного режиму високих широт Південної півкулі. Основна увага приділена змінам гляціокліматичних показників зледеніння в районі Антарктиди, які пов'язані зі збільшенням температури повітря, вологовмісту тропосфери, кількості опадів, що впливає на стан льодовикового куполу.

Основна увага в Антарктиці надається визначенню накопичення опадів, а не обліку їх випадання, це необхідно для моніторингу балансу маси льодовикового щита. Умови акумуляції визначаються режимом твердих гравітаційних опадів. Накопичення твердих опадів на материку пов'язане з формуванням хмарності, для якої характерна сезонна мінливість, для нижньої хмарності вона виражена більш яскраво. Максимальні значення хмарності характерні для станції Bellingshausen, яка знаходиться на шляху переміщення циклонів Східно-Тихоокеанської та Південно-Американської гілок.

Аналіз режиму хмарності показав, що мінімальними значеннями як загальної, так нижньої хмарності характеризується Антарктичне плато, а максимальними – Антарктичний півострів. Дослідження просторового розподілу відношення середньої кількості хмар нижнього ярусу до середніх значень загальної кількості хмар S (%) дозволило виявити, що сезонна мінливість S (%) дуже слабка: максимальні значення характерні для Антарктичного півострова, а мінімальними характеризується район Антарктичного плато та Східна Антарктида.

Сучасні кліматичні зміни, які проявляються в потеплінні, будуть мати наслідки для антарктичної атмосфери у вигляді збільшення температури повітря та його вологовмісту, як наслідок, збільшення вологовмісту повітря призведе до збільшення кількості опадів над Антарктидою. Наступним етапом кліматичних змін буде зростання прихідної частини масбалансу антарктичного

льодовикового щита. Тому, вивчення динаміки змін температурно-вологісного режиму тропосфери Південної полярної області має величезне прикладне значення для гляціальних систем полярних районів та прогнозу їх майбутніх змін.

Розраховані основні статистичні характеристики приземної температури повітря дозволили виявити різкі коливання температури, які характеризуються великими значеннями амплітуди та зменшенням періоду коливань.

Візуалізація результатів розрахунків аномалій приземної температури повітря по трьом десятиріччям виявила, що період 1979-1988рр. характеризується максимальними від'ємними аномаліями за весь тридцятирічний період. Десятиріччя 1989-1998рр. характеризується збільшенням приземної температури повітря на Антарктичному півострові в теплий період року та яскраво вираженим зменшенням приземної температури повітря в холодний період року. В останнє десятиріччя 1999-2008рр. відмічається зменшенням швидкості росту температури на усіх станціях у всі місяці.

Вперше виявлено наявність диполів – локальних зон яскраво вираженого переходу аномалій приземної температури повітря від додатних значень до від'ємних (контрастний розподіл аномалій). Враховуючи, що формування диполу відбувається при наявності контрасту температур повітря, можна зазначити, що за період трьох досліджених десятиріч з 1979 по 2008рр. відбувалися поступові зміни термічного режиму материка.

Аналіз показав, що хоча протягом останнього десятиріччя на більшості антарктичних станцій спостерігається зростання температури повітря, але, по-перше: практично на усіх станціях в порівнянні з попереднім десятиріччям значно знизилась швидкість зростання температури; по-друге: зростання температури фіксується в основному на станціях, які знаходяться на Антарктичному півострові та прилеглих островах, а також в зоні шельфового льоду і тільки в перехідні періоди та в окремі зимові місяці; по-третє станції,

що знаходяться в зоні стоку, характеризуються або нульовим трендом, або невеликим зниженням температури за останнє десятиріччя.

Сумісний аналіз карт коефіцієнтів кореляції та карт аномалій приземної температури повітря показав, що локальна неоднорідність приземної температури повітря, яка формує диполь, співпадає з рисунком ізоліній коефіцієнтів кореляції між середньомісячними значеннями приземної температури повітря та додатними (від'ємними) значеннями SOI, які також формують диполь. У всіх цих випадках на картах аномалій спостерігається зростання приземної температури повітря і диполь, який утворився, відповідає зоні від'ємних коефіцієнтів кореляції, та зменшення приземної температури повітря і диполь, який відповідає зоні додатних значень коефіцієнтів кореляції.

Частіше формування диполю спостерігається на узбережних станціях материка і значно рідше – на станціях Антарктичного півострова. Як вже зазначалося раніше, умови формування диполю – це утворення локальних неоднорідностей температури, які формують диполь, у випадку з коефіцієнтами кореляції – це формування районів згущення ізокорелят. Висока повторюваність диполю на узбережних станціях материка обумовлена різкими перепадами температур, материк являється джерелом низьких температур, в той час, як повітря над Антарктичним півостровом характеризується більш високими температурами.

Дослідження статистичних характеристик температурних рядів на стандартних ізобаричних поверхнях свідчать про збільшення амплітуди коливань температури повітря та зменшення періоду, що являється показником нестійкого стану тропосфери.

Для температурного режиму тропосфери Антарктики характерна плямистість, яка спостерігається як біля поверхні землі так і на висотах, зберігаючись від поверхні землі до 300 гПа поверхні.

Вологовміст, а також адвекція вологи повітря в Антарктиді має добре виражену зональність.

Пануючий вітер на стандартних ізобаричних поверхнях (%) має північно-східний та східний напрямком, за деяким винятком. Ізобарична поверхня 700 гПа характеризується зміною напрямку пануючого вітру практично на всіх досліджених станціях, про що свідчить розрахований відсоток повторюваності напрямку вітру по градаціям. Поворот вітру відбувається за годинниковою стрілкою, що добре відповідає теорії циркумполярного вихору. Таким чином, вже на 500 гПа поверхні пануючий вітер практично на всіх станціях має південно-південно-західну складову для станцій Східної та західно-північно-західну для станцій Західної Антарктиди.

Мінімальні значення вологовмісту та адвекції вологи спостерігаються в період антарктичної зими (липень), максимальні – літом (січень). Максимальне зростання кількості вологи, яка переноситься в стовпі повітря над Антарктидою характерне для Західного узбережжя, воно втричі перебільшує зростання вологопереносу, яке має місце на деяких станціях Східної Антарктиди. Зростанням вологопереносу характеризуються перехідні сезони та літо, а максимальний ріст фіксується для станцій Bellingshausen та Sanae практично у всіх місяцях року.

Динаміка адвекції вологи повітря в глибині Антарктиди має нульові значення. Для Східної Антарктиди характерні невеликі падіння значень адвекції вологи. Причому, максимальне падіння спостерігається в перехідні сезони, та характерні для станцій, розташованих на шельфових льодовиках.

Загальні риси просторового розподілу та локалізація зон надходження водяної пари добре гармонують з особливостями циркуляції антарктичної атмосфери і, перш за все, з розташованою над морем Белінсгаузена областю циклонічної активності.

- Поглиблення кліматичного циклону над морем Беллінсгаузена призводить до посилення північно-західних вітрів та адвекції теплого вологого повітря на північну частину Антарктичного півострова. Посилення циклогенезу над Західним сектором Антарктики сприяє проникненню водяної пари в

Антарктичне повітря.

- За допомогою взаємного спектрального аналізу виявлено, що для спектральної щільності середньомісячних значень вологовмісту шару 850-300 гПа властиві річні, піврічні та сезонні коливання, а також коливання з періодом 42,7 місяця (3,6 року). В спектральній щільності середньомісячних значень приземної температури повітря виявлені коливання з періодом 42,7 місяця (квазічотирьохрічні), річні, піврічні та сезонні коливання. Розрахунки підтвердили теоретичні положення про вплив змін температури на зміни вологовмісту повітря.

- Розрахунки початку фази кожного процесу показали, що на станціях, для гармонік усіх періодів, взаємозв'язок здійснюється у фазі з незначним (менше «частоти Найквіста») випередженням процесу, який характеризує вологовміст шару 850-300 гПа, відносно процесу, який характеризує температуру повітря. Це свідчить про наявність крупномасштабного процесу, який одночасно впливає на зміну і приземної температури, і вологовмісту антарктичного повітря.

- Візуалізація кількісних характеристик енергетичного спектру домінуючих та побічних періодичностей дала змогу інтерпретувати виявлену зону максимуму з зоною яскраво виражених динамічних процесів Східної Антарктиди: районом стокових вітрів, які характеризуються максимальними значеннями кінетичної енергії.

- Спостерігається добре співпадання районів з мінімальною енергетикою коливань (від річних до сезонних) вологовмісту та приземної температури повітря в районі Антарктичного куполу 90°півд.ш. 140°сх.д та в районі узбережжя 72°пд.ш. 10°сх.д – ст. Neumaier.

Результати дисертаційного дослідження можуть бути використані вищими навчальними закладами та науково-дослідними організаціями для дослідження температурно-вологісного режиму інших регіонів. Застосовані принципи візуалізації результатів комплексного статистичного дослідження та одержані результати також можуть бути використані при визначенні динаміки регіональних змін клімату у майбутньому.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

- 1 Аверьянов В.Т. Гляциоклиматология Антарктиды. / В.Т. Аверьянов. – Л.: Гидрометеиздат, 1990. – 198 с.
- 2 Астапенко П.Д. О циклонической деятельности в высоких широтах Южного полушария в зимнее время / П.Д. Астапенко // Инф. бюл. САЭ. – 1959. – № 5. – С. 26-31.
- 3 Базлова Т.И. К вопросу о вертикальном распределении водяного пара в арктической атмосфере / Т.И. Базлова // Тр. Аркт. и антаркт. науч.-исслед. ин-та. – 1966. – Т. 279. – С. 25-41.
- 4 Бобылев Л.П. Исследование содержания H_2O в атмосфере по ее собственному тепловому излучению в линии поглощения H_2O $\lambda = 1,634$ мм / Л.П. Бобылев, Г.Г. Щукин // Тр. Глав. Геофиз. обсерв. – 1975. – вып. 328. – С. 14-21.
- 5 Богомолов О.С. Косвенное определение вертикального профиля влагосодержания атмосферы / О.С. Богомолов, Б.Д. Панин // Изв. АН СССР, сер. Физ. атмосферы и океана. – 1973. – Т. 9, № 4. – С. 363-370.
- 6 Болдырев В.Г. Оценка характеристик вертикального распределения влажности в атмосфере по измерениям со спутника / В.Г. Болдырев [и др.] // Тр. Гидромет. научн.-исследов. центр СССР. – 1971. – Вып. 73. – С. 126-133.
- 7 Борин В.П. К методике дистанционного определения влагосодержания облачной атмосферы / В.П. Борин // Изв. АН СССР, сер. Физ. атмосферы и океана. – 1978. – Т. 14, № 8. – С. 894-897.
- 8 Брезгин Н.Н. Особенности климата и современного оледенения о. Кинг-Джордж / Н.Н. Брезгин, Л.С. Говоруха // Метеорологические исследования в Антарктике. Труды II Всес. симп. – 1986. – Т4, №II. – С. 31-36.
- 9 Бурова Л.П. Влагооборот в атмосфере Арктики / Л.П. Бурова. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. – 154 с.

10 Бурова Л.П. Общие закономерности режима влажности в тропосфере / Л.П. Бурова // Климат свободной атмосферы над Зарубежной Арктикой. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – С. 145-160.

11 Бурова Л.П. Потоки атмосферной влаги над Гренландией / Л.П. Бурова, Л.Ю. Иванова // Тр. Аркт. и антаркт. науч.-исслед. ин-т. – 1976. – Т. 327. – С. 85-92.

12 Бурова Л.П. Содержание и перенос влаги в атмосфере над северной полярной областью/ Л.П. Бурова, А.И. Воскресенский // Тр. ААНИИ. – 1976. – Т. 323. – С. 25-39.

13 Верещагин М.А. Об источниках и стоках влаги в атмосфере и роли различных форм движения в формировании баланса влаги в атмосфере / М.А. Верещагин // Тр. Глав. геофиз. обсерв. – 1976. – Вып. 378. – С. 133-140.

14 Войтковский К.Ф. Основы гляциологии / К.Ф. Войтковский. – М.: Наука, 1999. – 255 с.

15 Воронов П.С. Опыт реставрации ледникового щита Антарктиды эпохи максимального оледенения Земли / П.С. Воронов // Инф. бюлл. САЭ. – 1960. – № 23. – С. 10-24.

16 Воскресенский А.И. Основные черты циркуляции атмосферы над Антарктидой / А.И. Воскресенский, К.И. Чуканин // Исследования климата Антарктиды. – Л.: Гидрометеиздат, 1980. – С. 170-176.

17 Воскресенский А.И. Составляющие влагооборота в атмосфере над Северным Ледовитым океаном, Гренландией и прибрежными районами суши / А.И. Воскресенский, Л.П. Бурова // Тр. Аркт. и антаркт. науч.-исслед. ин-т. – 1976. – Т. 323. – С. 115-126.

18 Гавреленя Е. Статистические характеристики приземной температуры воздуха Антарктического полуострова / Е. Гавреленя, О. Прокофьев // Конференція молодих вчених ОДЕКУ, 11-16 трав. 2009 р.: тез. доп. – Одеса, 2009. – С. 83.

19 Галич Е.А. Крупномасштабные циркуляционные атмосферные процессы в западном секторе Южного полушария и их взаимосвязь с солнечной активностью / Е.А. Галич, А.О. Астрахович // Український гідрометеорологічний журнал. – 2010. – № 7. – С. 95-102.

20 Гернет Е.С. Ледяные лишай / Е.С. Гернет. – М.: Наука, 1981. – 120 с.

21 Говоруха Л.С. Гляциоклиматологическая характеристика Земли Грейама / Л.С. Говоруха // Бюлетень УАЦ. –1998. – Т. 2. – С. 70-76.

22 Говоруха Л.С. Гляциологические исследования на острове Галиндес / Л.С. Говоруха // Материалы гляциологических исследований. – 1997. – Вып. 83. – С. 234-235.

23 Говоруха Л.С. К гляциоклиматологии Земли Грейама / Л.С. Говоруха, В.Е. Тимофеев // Укр. геогр. журнал – 1996. – № 3. – С. 66-67.

24 Говоруха Л.С. Особенности климата горной гряды Южных Шетландских островов и вулкана Десепшен в Антарктике / Л.С. Говоруха // Доклады XV Международной конференции по метеорологии Карпат. – Киев, 1991. – С. 147-152.

25 Гожик П.Ф. Материковая окраина индоокеанского сектора Антарктиды / Гожик П.Ф. и др. – Киев: ИГН НАН Украины, 1984. – 53 с. – (Препринт / НАН Украины, Ин-т. геолог. наук; 1984-6)

26 Гончарова Л.Д. Методи обробки та аналізу гідрометеорологічної інформації (збірник задач і вправ): навчальний посібник / Л.Д. Гончарова, Є.П. Школьний. – Одеса: Екологія, 2007. – 454 с.

27 Гутерман И.Г. Средняя циркуляция атмосферы и горизонтальный межширотный обмен / И.Г. Гутерман // Тр. Всесоюзн. науч.-исслед. ин-т гидромет. информ., 1976. – Вып. 29. – С. 33-37.

28 Данова Т.Е. Ветровой режим антарктического побережья / Т.Е. Данова, О.М. Прокофьев // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – 2008. – Вип. 50. – С. 88-93.

29 Данова Т.Е. Взаимосвязь региональных климатических индексов и динамики морского льда арктического бассейна / Т.Е. Данова // Региональные проблемы. – 2011. – Т. 14, №1. – С. 42-47.

30 Данова Т.Е. Временная изменчивость ледовитости Антарктических морей / Т.Е. Данова, Е.В. Галат // Метеорологія, кліматологія і гідрологія. – 2008. – Вип. 50. – С. 167-171.

31 Данова Т.Е. Динамика концентрации морского льда северного полушария за период 1870-2007гг. / Т.Е. Данова, Е.В. Галат // Український гідрометеорологічний журнал. – 2009. – Вип. 5. – С.243-249.

32 Данова Т.Е. Динамика температуры воздуха прибрежных станций Антарктиды и Антарктического полуострова / Т.Е. Данова, О.М. Прокофьев // Український гідрометеорологічний журнал. – 2009. – Вип. 5. – С. 107-112.

33 Данова Т.Е. Зависимость сплоченности морского льда Арктического бассейна от индекса Гольфстрим / Т.Е. Данова, Е.В. Галат // Український гідрометеорологічний журнал. – 2010. – Вип. 6. – С. 242-249.

34 Данова Т.Е. Статистические характеристики приземной температуры воздуха прибрежных станций Антарктиды и Антарктического полуострова / Т.Е. Данова, О.М. Прокофьев // Вестник Гидрометцентра Черного и Азовского морей. – 2009. – №1. – С. 189-196.

35 Данова Т.Є. Аналіз полів льодовитості морського льоду Антарктичного басейну / Т.Є. Данова, С.А. Чехоцький // Матеріали міжнародної наукової конференції студентів та молодих вчених «Актуальні проблеми сучасної гідрометеорології». – Одеса: ОДЕКУ, 2012. – С. 177-178.

36 Данова Т.Є. Взаємозв'язок глобальних кліматичних індексів та загальної згуртованості морського льоду Арктичного басейну / Т.Є. Данова, Є.М. Кічук, К.В. Топор // Тези Х наукової конференції молодих вчених. – Одеса: ОДЕКУ, 2010. – С. 73-74.

37 Данова Т.Є. Взаємозв'язок загальної згуртованості морського льоду арктичного басейну з приземною температурою повітря / Т.Є. Данова,

Є.В. Галат, Є.А. Мельник, П.С. Ковальов // Тези X наукової конференції молодих вчених. – Одеса: ОДЕКУ, 2010. – С. 72-73.

38 Данова Т.Є. Кореляційний зв'язок між приземною температурою повітря станцій Антарктиди та теплими (холодними) епізодами Південного коливання / Т.Є. Данова, О.М. Прокоф'єв // Український гідрометеорологічний журнал. – 2011. – Вип. 8. – С.149-160.

39 Данова Т.Є. Характеристики вологовмісту та інтенсивності вологопереносу над антарктичним материком / Т.Є. Данова, О.М. Прокоф'єв // Наук. праці УкрНДГМІ. – 2012. – Вип. 262. – С. 53-58.

40 Дроздов О.А. Влагодоборот в атмосфере / О.А. Дроздов, А.С. Григор'єва. – Л.: Гидрометеоздат, 1963. – 315 с.

41 Дроздов О.А. Вододобмен в природе / О.А. Дроздов, Г.П. Калинин, М.И. Львович // Генеральные доклады IV Всесоюзного гидрогеологического съезда. – Л.: Гидрометеоздат, 1973. – С. 196-218.

42 Захаров В.Г. Глобальная циркуляция атмосферы и сопряжённость гляциологических процессов в Арктике и Антарктике / В.Г. Захаров, Н.К. Кононова // Лед и снег. – 2010. – №. 2. – С. 127-135.

43 Игнатьюшкина Е.Н. Упорядоченный и турбулентный перенос влаги над северным полушарием / Е.Н. Игнатьюшкина // Тр. Всесоюзн. науч.-исслед. Гидромет. ин-т., 1975. – Вип. 19. – С. 41-53.

44 Калинин Г.П. Проблемы глобальной гидрологии / Г.П. Калинин. – Л.: Гидрометеоздат, 1968. – 377 с.

45 Карпішин В.Ю. Багаторічні зміни аномалій температури повітря високих широт Південної півкулі / В.Ю. Карпішин, О.М. Прокоф'єв // Матеріали VII наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ. – Одеса: ОДЕКУ, 2008. – С. 90.

46 Климат полярных районов / [ред. С.Л. Орвиг]. – Л.: Гидрометеоздат, 1973. – 444 с.

47 Кононова Н.К. Планетарная циркуляция атмосферы и ее проявление в Антарктике / Н.К. Кононова, М.Е. Макарова // Россия в Антарктике: науч. конф., 12-14 апр. 2006 г.: тез. докл. – Санкт-Петербург, 2006. – С. 126-127.

48 Котляков В.М. Ледовый баланс Антарктиды / В.М. Котляков, К.С. Лосев, И.А. Лосева // Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1977. – №. 1. – С. 5-15.

49 Котляков В.М. Снежный покров Антарктиды и его роль в современном оледенении материка / В.М. Котляков. – М.: АН СССР, 1961. – 134 с.

50 Кузнецова Л.П. Перенос влаги в атмосфере над территорией СССР / Л.П. Кузнецова. – М.: Наука, 1978. – 91 с.

51 Липовецкая О.Н. К вопросу об определении осаждаемой воды в атмосфере / О.Н. Липовецкая, Н.В. Никольская // Метеорология и гидрология. – 1976. – № 7. – С. 61-64.

52 Лысенко Я. Статистический анализ приземной температуры воздуха прибрежных станций Антарктиды / Я. Лысенко, О. Прокофьев // Матеріали ІХ наукової конференції молодих вчених. – Одеса: ОДЕКУ, 2009. – С. 73.

53 Мартазинова В.Ф. Атмосферная циркуляция Южной полярной области и климат Антарктического полуострова / В.Ф. Мартазинова, В.Е. Тимофеев, Е.К. Иванова. – К.: АБЕРС, 2010. – 92 с.

54 Мартазинова В.Ф. Климатический режим ст. Академик Вернадский / В.Ф. Мартазинова, В.Е. Тимофеев, Е.К. Иванова // III міжнародний полярний рік 2007–2008: результати та перспективи: IV Міжн. Антарктична конф., 12-14 трав. 2009р.: тез. допов. – Київ, 2009. – С. 72-74.

55 Мартазинова В.Ф. Роль изменения тропосферной циркуляции западного сектора Антарктики в формировании климатических условий Антарктического полуострова / В.Ф. Мартазинова, В.Е. Тимофеев, Е.К. Иванова // Наук. праці УкрНДГМІ. – 2009. – Вип. 258. – С. 29-42.

56 Мартазинова В.Ф. Состояние циркуляции нижней тропосферы южной полярной области в период современного потепления /

В.Ф. Мартазинова, В.Е. Тимофеев, Е.К. Иванова // Украинский Антарктический журнал. – 2008. – №6-7. – С. 175-183.

57 Маршунова М.С. Условия формирования и характеристика радиационного климата Антарктиды / М.С. Маршунова. – Л.: Гидрометеиздат, 1980. – 214 с.

58 Масленников В.В. Климатические колебания и морская экосистема Антарктики / В.В. Масленников. – М.: ВНИРО, 2003. – 295 с.

59 НДР: № 0104U000958 «Оцінка стану кліматичної системи Західної Антарктики (району Антарктичного півострова) у світлі мінливості циркуляції тропосфери і низької стратосфери, термічних та динамічних характеристик південного океану, а також динаміки зледеніння». – ОДЕКУ – 2006. С. 124-152.

60 НДР: № 0110U000088 «Вплив кліматичних змін в полярних регіонах на динаміку загального вмісту озону, температурно-вологісного режиму атмосфери та розповсюдження морського льоду». – ОДЕКУ, 2011. – С. 31-140.

61 НДР: № 0111U002214 «Меридіональні переноси водних мас і тепла в Південній півкулі і оцінка їх впливу на атмосферні процеси». – ОДЕКУ, 2013. – С. 119-191.

62 Оделл Н.Е. Антарктические ледники и гляциология / Н.Е. Оделл // Современная Антарктика. – М.: Иностранная литература, 1957. – 374 с.

63 Петров В.Н. Атмосферное питание ледникового покрова Антарктиды / В.Н. Петров. – Л.: Гидрометеиздат, 1975. – 152с.

64 Прокоф'єв О.М. Взаємний спектральний аналіз глобальних кліматичних індексів та приземної температури повітря станцій Антарктиди / О.М. Прокоф'єв // Український гідрометеорологічний журнал. – 2010. – Вип. 6, – С. 93-101.

65 Прокоф'єв О.М. Вологовміст тропосфери над Антарктидою / О.М. Прокоф'єв // Матеріали конференції молодих вчених ОДЕКУ. – Одеса: ОДЕКУ, 2011. – С. 143-144.

66 Прокоф'єв О.М. Перенесення вологи в атмосфері над Антарктидою / О.М. Прокоф'єв, Т.Є. Данова // Матеріали міжнародної наукової конференції студентів та молодих вчених «Актуальні проблеми сучасної гідрометеорології». – Одеса: ОДЕКУ, 2012. – С.157-158.

67 Русин Н.П. Метеорологический и радиационный режим Антарктиды / Н.П. Русин. – Л.: Гидрометеиздат, 1961. – 448 с.

68 Смирнов Н.П. Циклонические центры действия атмосферы Южного полушария и изменения климата / Н.П. Смирнов, Э.И. Саруханян, И.В. Розанова. – СПб.: РГГМУ, 2004. – 218с.

69 Снопков В.Г. О корреляции между содержанием водяного пара в атмосфере и характеристиками влажности воздуха у поверхности Земли / В.Г. Снопков // Метеорология и гидрология. – 1977. – № 12. – С. 38-42.

70 Текущие изменения климата Антарктики и сценарии его будущих изменений / А.И. Данилов [и др.] // Арктика и Антарктика. – М.: Наука, 2003. – № 2. – С. 114-125.

71 Циркуляция атмосферы в Антарктике в конце XX – начале XXI веков / Н.К. Кононова [и др.] // Материалы гляциологических исследований. – 2007. – Т. 103. – С. 142-147.

72 Швердфегер В. Климат Антарктиды / В. Швердфегер В. // Климат полярных районов. – Л., Гидрометеиздат, 1973. – С. 318-434.

73 Школяр Л.Ф. О временной изменчивости влажности воздуха / Л.Ф. Школяр // Тр. Глав. геофиз. обсерв., 1975. – Вып. 335. – С. 91-106.

74 Школьный Є.П. Обробка та аналіз гідрометеорологічної інформації: навч. посібн. [для студ. вищ. навч. закл.] / Є.П. Школьный, І.Д. Лоева, Л.Д. Гончарова // К.: Міністерства України, 1999. – 600с.

75 Anisimov O.A. Polar regions (Arctic and Antarctic) / O.A. Anisimov [et al.] // Climate change. – Cambridge, 2007. – V. 15. – P. 653-685.

76 Atkinson A. Long-term decline in krill stock and increase in salps within the Southern Ocean / A. Atkinson [et al.] // *Nature*. – 2004. – V. 432, № 7013. – P. 100-103.

77 Bell G.D. Climate assessment for 1998 / G.D. Bell [et al.] // *Bull. Am. Meteorol. Soc.* – 2000. – V. 80, № 5. – P. 1040-1140.

78 Bracegirdle T.J. Antarctic climate change over the twenty first century / T.J. Bracegirdle, W.M. Connolley, J. Turner // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. – 2008. – V. 113, № JD008933.

79 Clarke A. Climate change and the marine ecosystem of the western Antarctic Peninsula / A. Clarke [et al.] // *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences*. – 2007. – V. 362, № 1477. – P. 149-166.

80 Convey P. Antarctic climate change and the environment / P. Convey [et al.] // *Antarctic Science*. – 2009. – V. 21, № 06. – P. 541-563.

81 Cook A.J. Retreating glacier fronts on the Antarctic Peninsula over the past half-century / A.J. Cook [et al.] // *Science*. – 2005. – V. 308. – № 5721. – P. 541-544.

82 Danova T. Climatology of sea ice of the Northern hemisphere / T. Danova, E. Galat // Тези доповідей міжнародної антарктичної конференції IAC2009: "Міжнародний полярний рік в Україні: підсумки та перспективи". – Харків, 2009. – С. 60.

83 Danova T. Description of temperature and regime of humidity of troposphere above Antarctic Continent / T. Danova, O. Prokofev // Тези доповідей міжнародної антарктичної конференції IAC2008: "Україна в Антарктиці – національні пріоритети і глобальна інтеграція". – Київ, 2008. – С. 77.

84 Danova T. Dynamics of ice cover of Antarctic seas in the process of modern climatic changes / T. Danova, E. Galat // Тези доповідей міжнародної антарктичної конференції IAC2008: "Україна в Антарктиці – національні пріоритети і глобальна інтеграція". – Київ, 2008. – С. 76.

85 Danova T. The troposphere ground layer air temperature dynamics by the Antarctic coastal stations observation / T. Danova, O. Prokofev // Тези доповідей міжнародної антарктичної конференції IAC2009: "Міжнародний полярний рік в Україні: підсумки та перспективи". – Харків, 2009. – С. 29.

86 Danova T.E. Spatial distribution of characteristics of the power spectrum of temperature of air at a surface of the earth and moisture contents of Antarctic air / T.E. Danova, O.M. Prokofiev // European Applied Sciences. – 2013. – № 5. – P. 158-161.

87 Davis C.H. Snowfall-driven growth in East Antarctic ice sheet mitigates recent sea-level rise / C.H. Davis [et al.] // Science. – 2005. – V. 308, № 5730. – P. 1898-1901.

88 Fox A.J. Climate-change indicators from archival aerial photography of the Antarctic Peninsula / A.J. Fox, A.P. Cooper // Annals of Glaciology. – 1998. – V. 27. – P. 636-642.

89 Gillett N.P. Simulation of recent Southern Hemisphere climate change / N.P. Gillett, D.W. Thompson // Science. – 2003. – V. 302, № 5643. – P. 273-275.

90 King J.C. Antarctic meteorology and climatology / J.C. King, J. Turner. – Cambridge: Cambridge University Press, 2007. – 405p.

91 King J.C. Antarctic Peninsula climate variability and its causes as revealed by analysis of instrumental records / J.C. King [et al.] // American Geophysical Union. – 2003. – V. 79. – P. 17-30.

92 King J.C. Recent climate variability in the vicinity of the Antarctic Peninsula / J.C. King // International journal of climatology. – 1994. – V. 14, № 4. – P. 357-369.

93 Lemke P. Observations: Changes in snow, ice and frozen ground / P. Lemke [et al.] // Climate change. – Cambridge, 2007. – V. 15. – P. 337-383.

94 Mayewski P.A. Climate change during the last deglaciation in Antarctica / P.A. Mayewski [et al.] // Science. – 1996. – V. 272, № 5268. – P. 1636-1638.

95 Monaghan A.J. Recent variability and trends of Antarctic near surface temperature / A.J. Monaghan [et al.] // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. – 2008. – T. 113, № JD009094.

96 Orr J.C. Anthropogenic ocean acidification over the twenty-first century and its impact on calcifying organisms / J.C. Orr [et al.] // Nature. – 2005. – V. 437, № 7059. – P. 681-686.

97 Parish T.R. The role of katabatic winds on the Antarctic surface wind regime / T.R. Parish, J.J. Cassano // Monthly weather review. – 2003. – V. 131, № 2. – P. 317-333.

98 Parkinson C.L. Trends in the length of the Southern Ocean sea-ice season, 1979-99 / C.L. Parkinson // Annals of Glaciology. – 2002. – V. 34, № 1. – P. 435-440.

99 Payne A.J. Recent dramatic thinning of largest West Antarctic ice stream triggered by oceans / A.J. Payne [et al.] // Geophysical Research Letters. – 2004. – V. 31, № 23. – P. 401.

100 Quayle W.C. Extreme responses to climate change in Antarctic lakes / W.C. Quayle [et al.] // Science. – 2002. – V. 295, № 5555. – P. 645-645.

101 Rogers J.C. Spatial variability of Antarctic temperature anomalies and their association with the Southern Hemisphere atmospheric circulation / J.C. Rogers // Annals of the Association of American Geographers. – 1983. – V. 73, № 4. – P. 502-518.

102 Shepherd A. Warm ocean is eroding West Antarctic ice sheet / A. Shepherd, D. Wingham, E. Rignot // Geophysical Research Letters. – 2004. – V. 31, № 23. – P. 402.

103 Stone J.O. Holocene deglaciation of Marie Byrd land, west Antarctica / J.O. Stone [et al.] // Science. – 2003. – V. 299, № 5603. – P. 99-102.

104 Thompson D.W. Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change / D.W. Thompson, S. Solomon // Science. – 2002. – V. 296, № 5569. – P. 895-899.

- 105 Trenberth K.E. Observations: surface and atmospheric climate change / K.E. Trenberth [et al.] // *Climate change*. – Cambridge, 2007. – V. 15. – P. 235-336.
- 106 Turner J. An Arctic and Antarctic perspective on recent climate change / J. Turner, J.E. Overland, J.E. Walsh // *International Journal of Climatology*. – 2007. – V. 27, № 3. – P. 277-293.
- 107 Turner J. Antarctic climate change during the last 50 years / J. Turner [et al.] // *International journal of Climatology*. – 2005. – V. 25, № 3. – P. 279-294.
- 108 Turner J. Contrasting climate change in the two polar regions / J. Turner, J. Overland // *Polar Research*. – 2009. – V. 28, № 2. – P. 146-164.
- 109 Turner J. Non-annular atmospheric circulation change induced by stratospheric ozone depletion and its role in the recent increase of Antarctic sea ice extent / J. Turner [et al.] // *Geophysical Research Letters*. – 2009. – V. 36, № 8. – P. L08502.
- 110 Turner J. Significant warming of the Antarctic winter troposphere / J. Turner [et al.] // *Science*. – 2006. – V. 311, № 5769. – P. 1914-1917.
- 111 Van den Broeke M.R. Changes in Antarctic temperature, wind and precipitation in response to the Antarctic Oscillation / M.R. Van den Broeke, N.P. Van Lipzig // *Annals of Glaciology*. – 2004. – V. 39, № 1. – P. 119-126.
- 112 Van den Broeke M.R. On the interpretation of Antarctic temperature trends / M.R. Van den Broeke // *Journal of Climate*. – 2000. – V. 13, № 21. – P. 3885-3889.
- 113 Vaughan D.G. Recent rapid regional climate warming on the Antarctic Peninsula / D.G. Vaughan [et al.] // *Climatic change*. – 2003. – V. 60, № 3. – P. 243-274.
- 114 Velicogna I. Measurements of time-variable gravity show mass loss in Antarctica / I. Velicogna, J. Wahr // *Science*. – 2006. – V. 311, № 5768. – P. 1754-1756.
- 115 Walsh J.J. A numerical analysis of carbon dynamics of the Southern Ocean phytoplankton community: the roles of light and grazing in effecting both

sequestration of atmospheric CO₂ and food availability to larval krill / J.J. Walsh, D.A. Dieterle, J. Lenes // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. – 2001. – V. 48, № 1. – P. 1-48.

116 Wingham D.J. Mass balance of the Antarctic ice sheet / D.J. Wingham [et al.] // Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences. – 2006. – V. 364, № 1844. – P. 1627-1635.

117 Wood H.L. Ocean acidification may increase calcification rates, but at a cost / H.L. Wood, J.I. Spicer, S. Widdicombe // Proceedings of the Royal Society B: Biological Sciences. – 2008. – V. 275, № 1644. – P. 1767-1773.

118 Zhengqiu Z. Recent variations of Antarctic temperature, sea-ice and ozone / Z. Zhengqiu // Chinese Journal of Polar Science. – 1999. – V. 10, № 1. – P. 1-9.

119 Zwally H.J. Mass changes of the Greenland and Antarctic ice sheets and shelves and contributions to sea-level rise: 1992-2002 / H.J. Zwally [et al.] // Journal of Glaciology. – 2005. – V. 51, № 175. – P. 509-527.

120 Zwally H.J. Variability of Antarctic sea ice 1979-1998 / H.J. Zwally [et al.] // Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012). – 2002. – V. 107, № C5. – P. 9-19.