

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Т.Є. Данова

ПОЛЯРНА ТА МОРСЬКА МЕТЕОРОЛОГІЯ

Конспект лекцій

Одеса – 2006

ВСТУП	6
1 ІСТОРІЯ МЕТЕОРОЛОГІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ В АРКТИЦІ І АНТАРКТИЦІ.....	7
1.1 Історія досліджень Арктики.....	7
1.2 Історія досліджень Антарктики.....	7
2 КЛІМАТИЧНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ АРКТИЧНОГО БАСЕЙНУ.....	11
2.1 Географічна характеристика території.....	11
2.2 Температура повітря та підстилаючої поверхні Арктики.....	15
2.3 Хмарність та її вплив на прихід сонячної радіації.....	18
2.4 Радіаційний баланс земля – атмосфера.....	21
2.5 Приземний тиск. Вітер.....	25
2.6 Циркуляція океану і перенос тепла. Атмосферна циркуляція та адвекція.....	30
2.7 Зміни клімату Північного Льодовитого океану.....	35
3 МЕТЕОРОЛОГІЧНИЙ РЕЖИМ І КЛІМАТ АНТАРКТИДИ.....	37
3.1 Антарктична суша і своєрідність її як підстилаючої поверхні.....	37
3.2 Водяні простори Антарктики і Субантарктики.....	43
3.3 Температура повітря та підстильної поверхні.....	44
3.4 Атмосферний тиск. Річний хід величин тиску над водяними просторами і материковою частиною. Екстремальні величини.....	52
3.5 Вітер. Шторми і урагани. Фени. Стокові вітри в Антарктиді. Заметілі та перенесення снігу.....	58
3.6 Характеристика вологості полярного повітря. Опади. Види атмосферних опадів, інтенсивність і повторюваність.....	61

3.7	Атмосферні явища. Хмарність. Тумани і димки. Горизонтальна дальність видимості. Умови прозорості атмосфери в Антарктиді.....	66
3.8	Баланс маси льоду.....	70
3.9	Динаміка сучасного заледеніння.....	72
3.10	Пряма сонячна радіація та розсіяна радіація в полярних широтах. Сумарна радіація. Відбита радіація й альbedo. Радіаційний баланс.....	74
3.11	Зміни клімату з початку Південнополярних досліджень.....	78
3.12	Сучасні проблеми і господарське значення Антарктики.....	81
	ЛІТЕРАТУРА.....	84

ВСТУП

Навчальна дисципліна “Полярна та морська метеорологія” належить до професійно-орієнтованого циклу дисциплін підготовки фахівців із спеціальності “Метеорологія”.

Дисципліна “Полярна та морська метеорологія є однією з основних” у підготовці інженерів-метеорологів у галузі “Полярна метеорологія”.

Метою курсу є підготовка фахівців, які володіють глибокими теоретичними знаннями фізики атмосфери полярних широт.

Завдання вивчення дисципліни полягає у розумінні фізичних процесів, які відбуваються в Арктиці та Антарктиці, географічних особливостей полярних регіонів.

У наш час вивчення полярних районів набуває величезного значення, можливо, що метеорологія і кліматологія саме полярних районів допоможуть зрозуміти механізм зміни клімату на нашій планеті.

Зараз дуже важлива задача – вивчити різні стани системи океан-атмосфера, а потім спробувати перенести на клімат окремих районів нашої планети результату їх впливу. Щоб виказати гіпотези про температурні умови, кількість опадів і режим циркуляції в майбутньому, необхідно досконально вивчити сучасні умови і розібратися в суті фізичних процесів.

Природно, що це можливо за умови міжнародної співпраці, оскільки метеорологія і кліматологія полярних районів істотним чином зачіпають інтереси багатьох країн.

1 ІСТОРІЯ МЕТЕОРОЛОГІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ В АРКТИЦІ Й АНТАРКТИЦІ

1.1 Історія досліджень Арктики

Початок досліджень встановлений російськими мореплавцями і землепрохідцями в XI–XVII століттях, що обстежили окремі ділянки Арктичного побережжя Сибіру. В 1648г. С.І.Дежнев проплив від гирла Колими на схід уздовж північного берега Чукотки і відкрив протоку між Азією і Америкою.

Існування у Північного полюса океану передбачав М.В.Ломоносов. Багато експедицій намагалися пройти в центральну частину Північного Льодовитого океану: Де-Лонге на «Жаннетті», С.О.Макаров на «Ермаке» та ін.

Великий комплекс наукових досліджень в Центральній Арктиці вперше був виконаний експедицією Ф.Нансена на «Фрамі», який благополучно продрейфував з району на північ від Новосибірських островів до протоки між Шпіцбергеном і Гренландією [12].

Дрейф «Фрама» повторив в 1937-1940 рр. криголамний пароплав «Георгій Седов», затиснений в льодах моря Лаптевих.

В травні 1937г. на географічному полюсі була організована перша дрейфуюча станція «Північний полюс» (СП-1). Учасники дрейфу І.Д.Папанін, Е.К.Федоров, П.П.Ширшов і Е.Т.Кренкель зібрали унікальний науковий матеріал і показали, що вивчення центральної Арктики з льодів найбільш перспективно. В радянський період освоєння Арктики щорічно проводилися високоширотні експедиції «Північ» на літаках-лабораторіях, які виконували з льоду гідрометеорологічні спостереження. Подібні дослідження проводяться також Американськими і Канадськими ученими.

Систематичні спостереження ведуть полярні станції і обсерваторії, розташовані на березі і островах. Використовуються і такі засоби збору інформації як дрейфуючі автоматичні станції і супутники.

1.2 Історія досліджень Антарктики

Імена знаменитих дослідників Антарктики Руаля Амундсена, Роберта Ф.Скотта, Ернеста Шеклтона, Лінкольна Елсуерта, Річарда Е.Берда і Дугласа Моусона назавжди вписані в історію підкорення цього материка. На відміну від новітніх експедицій, в задачі яких входило в першу чергу отримання детальних відомостей про Антарктику, більшість першопроходців мріяла побувати на Південному полюсі. Ця мета вперше

була досягнута Норвезьким дослідником Руалем Амундсенем 14 грудня 1911, за 34 дні до того, як там побував офіцер Британського флоту капітан Роберт Ф.Скотт (рис 1.1). Проте Скотт і його команда, які подолали надзвичайні труднощі, і загибли по дорозі назад, також заслуговують великої пошани. Вісім місяців потому пошуковий загін знайшов намет з тілами учасників експедиції, а також цінні щоденники і колекції [12].

Друга експедиція Амундсена до Антарктики в 1910–1912 стала кульмінацією досліджень Південного полюса. Небагато раніше, в 1897–1899, він був помічником капітана на судні «Бельжіка» під командуванням Адрієна де Жерлаша. Ця експедиція відкриває період достовірно наукового дослідження Антарктичних районів. Скотт очолював Британську національну експедицію, яка обстежила півострів Едуарда VII і провела дві зимівлі в 1902–1904 в районі протоки Мак-Мердо.

В 1899 К.Е.Борхгревінк, керівник експедиції на судні «Південний Хрест», висадився на льодовий припай в морі Роса. Серед інших експедицій потрібно відзначити Шведську 1901–1903 в сектор між 90° і 180° с. д., Отто Норденшельдом, що очолювалася; шотландську (1903–1904) під керівництвом У.С.Брюса, що проводила океанографічні спостереження, і експедиції Жана Шарко в 1904 і 1908–1909, береги Антарктичного півострова, що обстежили. Експедиція Ернеста Шеклтона в 1908 була відзначена двома значними подіями – сходженням на гору Еребус (3743 м) і досягненням крапки, віддаленої всього на 160 км від Південного полюса. Дуглас Моусон був членом загону, що вчинив сходження на Еребус під час експедиції Шеклтона. Пізніше він брав участь в поході, під час якого було вперше визначено положення Південного магнітного полюса. Моусон хотів приєднатися до експедиції Р.Скотта на Південний полюс, але йому довелося відмовитися від цього наміру, і він очолив Австралійську Антарктичну експедицію (1911–1914) в бухту Коммонуелт на Землі Георга V.

Розвиток повітроплавання знову збудив інтерес до Антарктичних досліджень. В 1928 Г.Уїлкінс з літака обстежував Антарктичний півострів. В 1933–1939 Лінкольн Елсуорт з повітря досліджував деякі внутрішні райони Антарктиди. В 1935 він разом Г.Холлік-Кеньоном вчинив перший трансарктичний переліт. Завдяки цим польотам була встановлена відсутність протоки між Східною і Західною Антарктидою. Безліч нових даних зібрили учасники чотирьох Американських експедицій під керівництвом адмірала Річарда Берда.

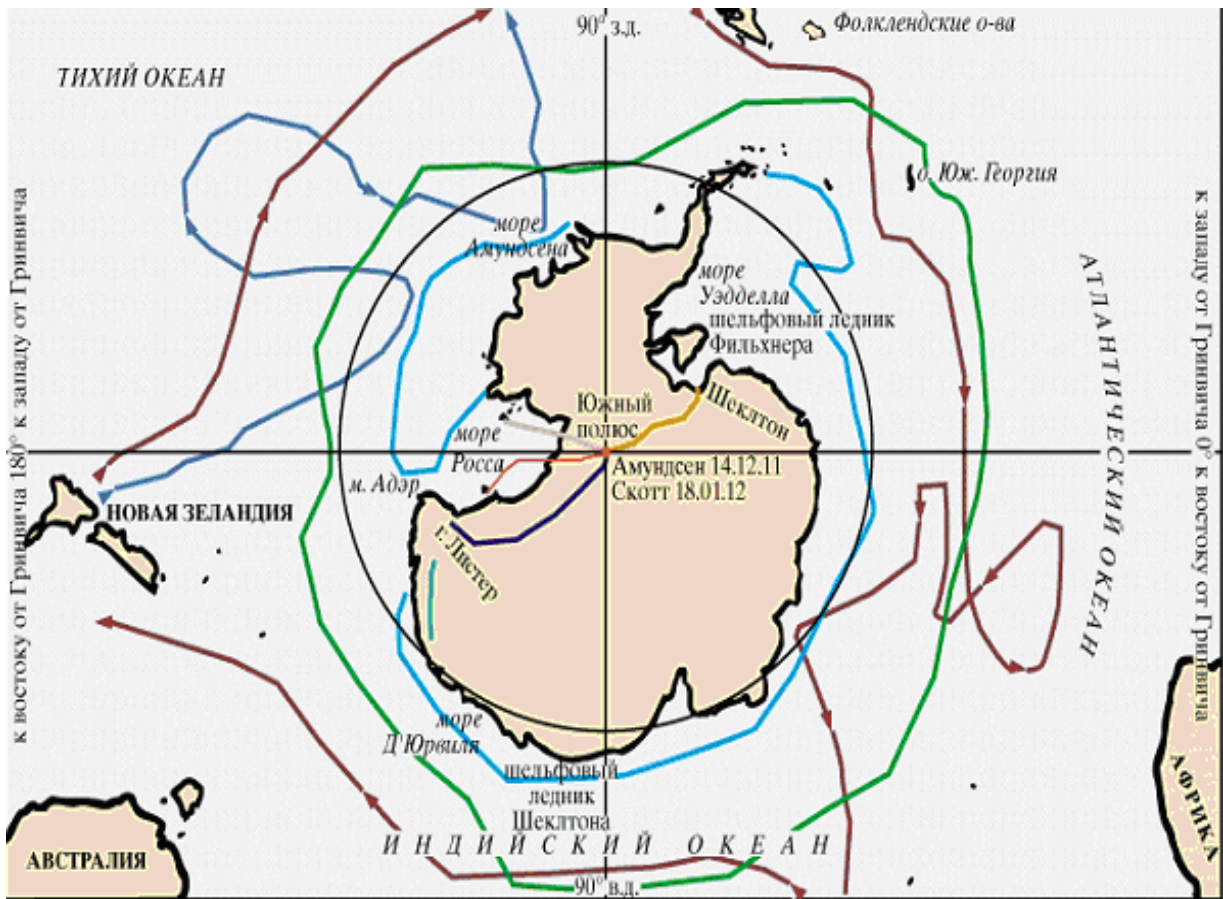











Рисунок 1.1 – Відкриття Антарктиди 1772-1958гг.

-  – експедиція Кука 1772г.;
-  – експедиція Кука 1773/75г.;
-  – експедиція Моусона 1908г.;
-  – експедиція Амундсена 1911г.;
-  – експедиція Скотта 1912г.;
-  – експедиція Фукса 1957/58г.;
-  – експедиція Фукса і Хіллари 1958г.;
-  – середня максимальна межа розповсюдження пакового льоду (весна);
-  – середня мінімальна межа розповсюдження пакового льоду (осінь);

Експедиції Берда. Перша Антарктична експедиція Річарда Е.Берда (1928–1929) на двох судах вийшла з Нью-Йорка. 6 січня 1929 на березі моря Роса була заснована база Літл-Америка. В листопаді 1929 Берд

вчинив політ над Південним полюсом. В ході інших польотів на карту були нанесені раніше не відомі області. Під час другої експедиції (1933–1935) закартографувала територія площею більше 500 кв. км, а сам Берд провів одиночну п'ятимісячну зимівлю в 200 км від бази Літл-Америка, де займався метеорологічними спостереженнями. Дослідження були продовжені під час третьої Антарктичної експедиції 1939–1940. В грудні 1946 від берегів США на 13 судах відправилася четверта експедиція Берда до Антарктики. Учасники експедиції знов розташувалися на базі Літл-Америка. Вони провели аерофотознімання території площею біля 880 тис. кв. км уздовж берегової лінії протяжністю біля 8,7 тис. км. В ході цієї експедиції були відкриті нові затоки, острови, льодовики, плато, підводні вулкани, Антарктичні «оазиси» з солоними озерами, що мають зв'язок з морем, і дев'ять гірських хребтів.

Експедиція Фукса. Під час Антарктичного літа 1957–1958 наукові станції МГР служили базами для ряду трансконтинентальних походів. Найбільший інтерес викликала Британська експедиція під керівництвом Вівіана Фукса, вперше що здійснила перехід через весь материк. Вона стартувала із станції Шеклтон на побережжі моря Уедделла і фінішувала на станції Скотт, розташованій на протилежному кінці материка, подолавши відстань в 3473 км. Шляхи експедицій були показані на рис. 1.2.

Міжнародний геофізичний рік (МГР) в Антарктиці. Антарктика з'явилася головним районом проведення МГР (1 липня 1957 – 31 грудня 1958). Цей материк послужив унікальною лабораторією для досліджень географічних, геологічних, метеорологічних, океанографічних, гляціологічних, сейсмологічних, вивчення полярних сьйв, гравітації, геомагнетизму, фізики і хімії верхніх шарів атмосфери. В Антарктичній програмі МГР брали участь 12 країн. США організували перші внутрішньоконтинентальні наукові станції, у тому числі станцію Амундсен-Скотт на Південному полюсі. СРСР побудував декілька станцій в районі Південного Магнітного полюса і в географічному центрі материка – на «полюсі неприступності».

Великобританія мала 16 станцій, 11 з яких були створені в роки, передуючі МГР. Іншими учасниками були Аргентина, Австралія, Бельгія, Чилі, Франція, Японія, Нова Зеландія, Норвегія і ПАР.

Після МГР. Після успішного завершення МГР і підписання Договору про Антарктику інтерес окремих країн до цього регіону значно зріс. Наукові експедиції отримали більш могутню матеріально-технічну базу, ера одинаків-героїв підійшла до кінця, поступившись місцем крупним експедиціям. Збільшилася тривалість роботи станцій, і розширилися можливості пошуково-рятувальної служби.

2 КЛІМАТИЧНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ АРКТИЧНОГО БАСЕЙНУ

2.1 Географічна характеристика території

АРКТИКА (від греч. arktikos північний), північна полярна область Землі, що включає околиці материків Євразії і Північної Америки, майже весь Північний Льодовитий океан з островами (окрім прибережних островів Норвегії), а також прилеглі частини Атлантичного і Тихого океанів. Південна межа Арктики співпадає з південною межею зони тундри. Площа біля 27 млн. км², іноді Арктику обмежують з півдня Північним полярним кругом (66 °33' з. ш.); в цьому випадку площа 21 млн. км² [7, 12].

По особливостях рельєфу в Арктиці виділяють: шельф, з островами материкового походження і прилеглими околицями материків, і Арктичний басейн. Область шельфу була зайнята околичними морями: Баренцовим, Білим, Карським, Лаптевих, Східносибірським, Чукотським, Бофорта, Баффіна (рис. 2.1). Рельєф суші Арктики в межах Російської Федерації переважно рівнинний, місцями, особливо на островах, гористий. Центральна частина Арктичного басейну: область глибоководних улоговин (до 5527 м) і підводних хребтів. Особливості природи: низький радіаційний баланс, близькі до 0° З середні температури повітря літніх місяців при негативній середньорічній температурі, існування льодовиків і багаторічної мерзлоти, переважання тундрової рослинності і арктичних пустель.

Морська фауна Арктики включає близько 150 видів риб (лососеві, корюшкові, тріскові, сигові і ін.) і 17 видів морських ссавців (кити, тюлені, моржі). Наземні ссавці: білий ведмідь, песець, північний олень. Льодовитість морських акваторій близько 11 млн. км² зимою і близько 8 млн. км² літом. Величезну роль в освоєнні Арктики зіграв Північний морський шлях [12].

ПІВНІЧНИЙ ЛЬОДОВИТИЙ ОКЕАН, найпівнічніша і якнайменше вивчена частина Світового океану. Майже вся його акваторія, цілком розташована на північ від Полярного круга, більшу частину року покрита льодом і тому неприваблива для моряків і рибаків. Своєрідність Північного Льодовитого океану полягає і в тому, що він майже з усіх боків був оточений масивами суші – Північною Америкою і Євразією. Цей океан має велике стратегічне значення, оскільки через нього пролягає найкоротший шлях з Північної Америки до Росії; саме тому в період після Другої

світової війни Арктика стала ареною інтенсивних досліджень в рамках наукових і військових програм.

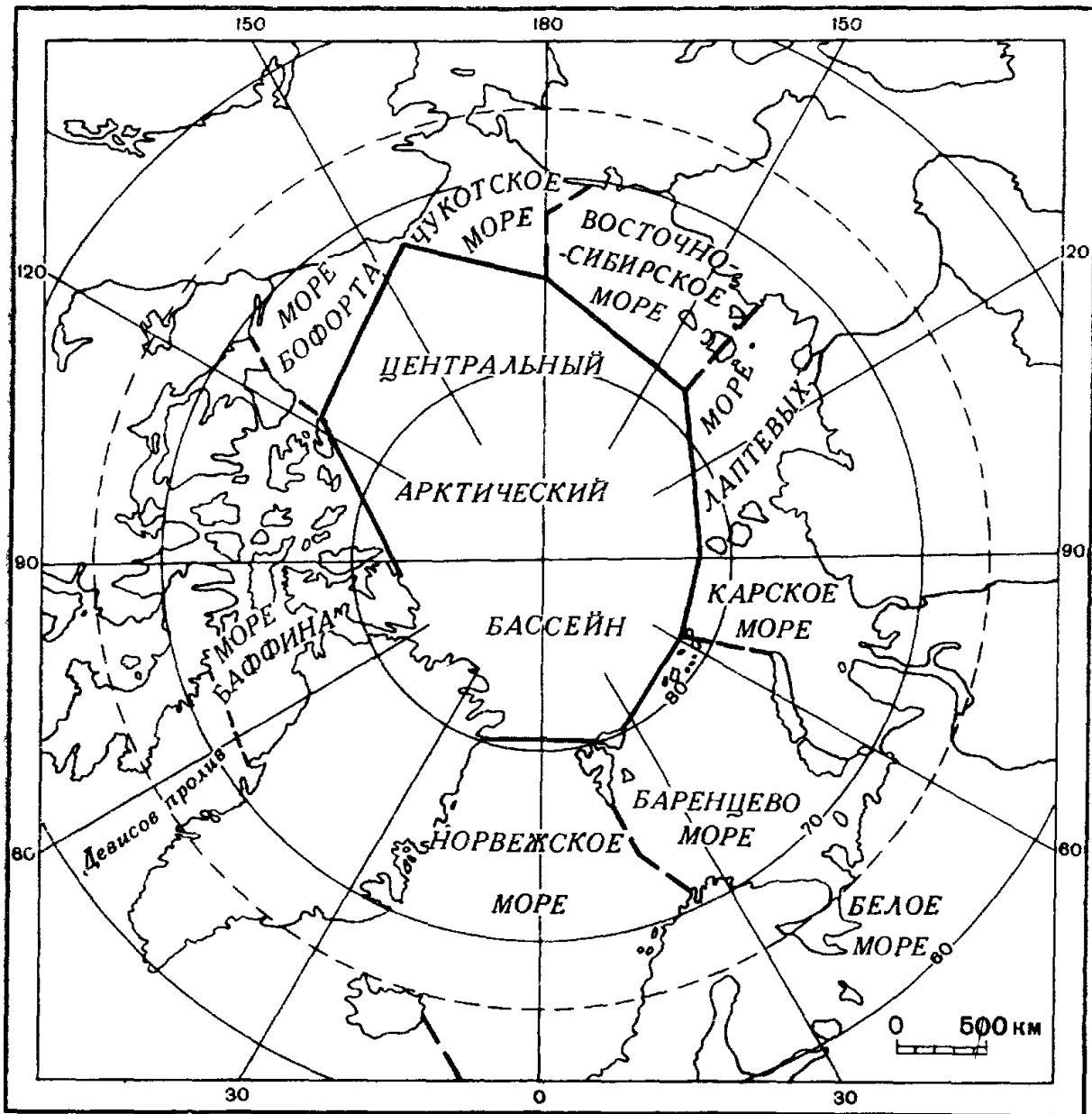


Рисунок 2.1 – Карта арктичних морів

Рельєф дна. До Другої світової війни про будову дна Північного Льодовитого океану було відомо дуже мало. З тих пір накопичилася обширна інформація завдяки експедиціям на криголамах, що заходили далеко в пакові льоди, на підводних човнах, що працювали під товщею морських льодів, і на дрейфуючих крижинах. В структурному відношенні в Північному Льодовитому океані можна виділити глибоку центральну

улоговину, оточену околичними морями: Норвезьким, Гренландським, Лінкольна, Чукотським, Східносибірським, Лаптевих, Карським, Баренцовим і Білим. Море Бофорта є частиною ложа океану.

За розмірами Північний Льодовитий океан найменший в світі: його площа складає 14,75 млн. км². Майже половина цієї площі доводиться на шельф, який в Північному Льодовитому океані досягає максимальної ширини і місцями в російській Арктиці тягнеться на 1300 км від берега. Шельф біля північних берегів Європейської Росії відрізняється виключно великою глибиною і сильної порізаністю, ймовірно, в результаті діяльності плейстоценових льодовиків. Центральну частину океану займає глибоководна улоговина овальної форми (близько 1130 км по короткій осі і 2250 км по довгій). Її розділяє на дві частини крупна підводна гірська споруда – хребет Ломоносова, відкритий радянською полярною експедицією в 1948. Цей хребет пнувся від пролив Елсмір біля берегів Канади до Новосибірських островів. Між хребтом Ломоносова і Євразійським шельфом знаходиться абісальна улоговина глибиною 4000–4600 м, що відповідає середній глибині Світового океану. По іншу сторону хребта розташована інша улоговина глибиною близько 3400 м. Найбільша глибина Північного Льодовитого океану (5527 м) була зафіксована в Гренландському морі.

Північний Льодовитий океан з'єднується з Тихою вузькою Беринговою протокою, що відділяє Аляску від північно-східного краю Азії. Межа з Атлантичним океаном проходить через Норвезьке море, розташоване між Європою і Гренландією.

Температура води. Завдяки своєму географічному положенню Північний Льодовитий океан одержує набагато менше сонячній енергії, ніж інші океани, розташовані в більш низьких широтах. Следствием цього є настільки низька температура його поверхневих вод, що, за винятком районів біля берегів Норвегії і побережжя Мурманська, океан круглий рік майже повністю скутий льодом. Проте крижаний покрив неоднорідний і складається з крижаних глиб різного розміру. Біля берегів Канадського архіпелагу і в протоках між його островами глиби льоду спаяні і утворюють суцільний крижаний покрив. В центральній частині океану крижані глиби покривають більше 4/5 акваторії, але вони не спаяні. Між могутнім багаторічним льодом і неконсолідованим покривом є зона більш менш відкритої води, де лід займає близько 1/10 частини поверхні [12].

Взимку (в лютому) центральні райони Північного Льодовитого океану повністю були забиті крижаними торосами, а в периферичних областях формується суцільний крижаний покрив. В цей час від льоду вільні тільки ділянки біля берегів Ісландії і Норвегії (лід там займає менше

1/10 частини поверхні). В кінці літа (вересень) льодовитість в центральній Арктиці все ще дуже висока, проте прибережні акваторії Канади, Аляски і Росії на значних площах майже вільні від льоду; згуртований лід зберігається тільки біля берегів північної половини Гренландії. Проте плавання між островами Канадського архіпелагу дуже небезпечно навіть в цей сезон, і там вдається пройти лише спеціально оснащеним судам. Плавання судів біля берегів Росії менш небезпечно. На основі використання криголамів і авіації льодової розвідки Росії вдалося налагодити судноплавство з практичною метою від Мурманська до Берингова моря.

Течії в Північному Льодовитому океані. Течії в цьому океані якнайменше були вивчені. В інших океанах, де розвинене судноплавство, швидкість і напрям течій можуть бути визначені по величині відхилення корабля від курсу. В Арктиці небагато даних про течії були отримано шляхом спостережень за рухом вмерзлих в лід судів. В 1893 Фрїтьоф Нансен на своєму невеликому кораблі «Фрам» увійшов до пакових льодів на північ від побережжя Сибіру, сподіваючись досягти Північного полюса разом з дрейфуючими льодами. Проте виявилось, що траєкторія цих льодів пройшла в 480 км від полюса, і тоді Нансен покинув «Фрам» і попрямував до полюса пішки. Він дійшов до 86°14' п.ш. і повернув назад. Корабель же, скутий льодами, дрейфував три роки і майже досяг Шпіцбергена [5].

Спостереження за дрейфом «Фрама» і інших судів, а також новітні дослідження на дрейфуючих станціях дозволяють представити загальну картину циркуляції вод в Північному Льодовитому океані. Найбільша кількість вод поступає з південного заходу разом з Норвезькою течією, що омиває береги Норвегії. Частина цих вод у Шпіцбергена, повертає на захід і далі рухається на південь уздовж берегів Гренландії (Східно-гренландська течія). Інша частина Норвезької течії повертає від Шпіцбергена на схід, рухається уздовж берегів Росії і досягає Берингової протоки. Тут ці води з'єднуються з водами, що поступають з Тихого океану через Берингову протоку, і з водами, що рухаються в західному напрямі уздовж північних берегів Канади і Аляски. Потім весь цей потік прямує на північ, перетинаючи полярну область, і приєднується до Східно-гренландської течії.

Арктична фауна. В тих частинах океану, які круглий рік були покриті льодом, тваринний і рослинний світ дуже мізерний, оскільки лід слабо пропускає світло, перешкоджаючи зростанню рослин. У більш відкритих частинах океану удосталь зустрічаються тюлені, білі ведмеді, кити і багато видів риб.

2.2 Температура повітря та підстилаючої поверхні Арктики

Великі і різкі коливання температури не є характерною особливістю Арктичного басейну. Протягом більшої частини року цей район оповитий відносно тонким шаром холодного повітря, яке у великій мірі ізолюване від розташованого вище шару атмосфери. Температура повітря біля поверхні залежить головним чином від температури крижаної поверхні. Іноді адвекція теплого атлантичного повітря може викликати підвищення температури в зимовий період біля Північного полюса до $+30^{\circ}\text{C}$. Після припинення адвекції теплого повітря радіаційний режим знову надає переважаючу дію на приземну температуру, яка різко знижується [7].

На рис. 2.2, 2.3 був показаний розподіл приземної температури повітря над Арктикою (Прік, 1959) в січні, липні.

Сильні вітри також можуть викликати підвищення приземної температури, оскільки вони порушують інверсію і змішують більш теплі верхні маси повітря з масами, що знаходяться біля холодної поверхні. За кожним ослабленням вітру слідує нове похолодання.

В літній період танення снігу і льоду зберігає приземну температуру близької до точки замерзання. Кількість днів з максимальною температурою дещо вищій точки замерзання майже однаково по широті 75° – приблизно 40 днів. Ближче до полюса позитивні температури звичайно спостерігаються в другій половині липня протягом всього лише 10–15 днів. Зимові температури над паковим льодом залишаються майже постійними протягом значного проміжку часу. Цей «згладжений мінімум» є температурами, при яких втрата тепла з сніжної і крижаної поверхні за рахунок радіації врівноважує притоку тепла до крижаної поверхні, що приноситься водою під льодом, а також тепло, що поступає до Арктики інтенсивною адвекцією повітря в циклонах. В періоди малої циклонічної активності перенесення тепла до поверхні з атмосфери незначне, оскільки турбулентність в шарі інверсії дуже мала. Як правило, зимове повітря над Північним Льодовитим океаном близьке до насичення водяною парою. На поверхні тепло не бере участь в процесах замерзання, танення, випаровування або конденсації. Тому приземні температури регулюються головним чином радіаційним балансом і умовами підведення тепла до поверхні знизу [7].

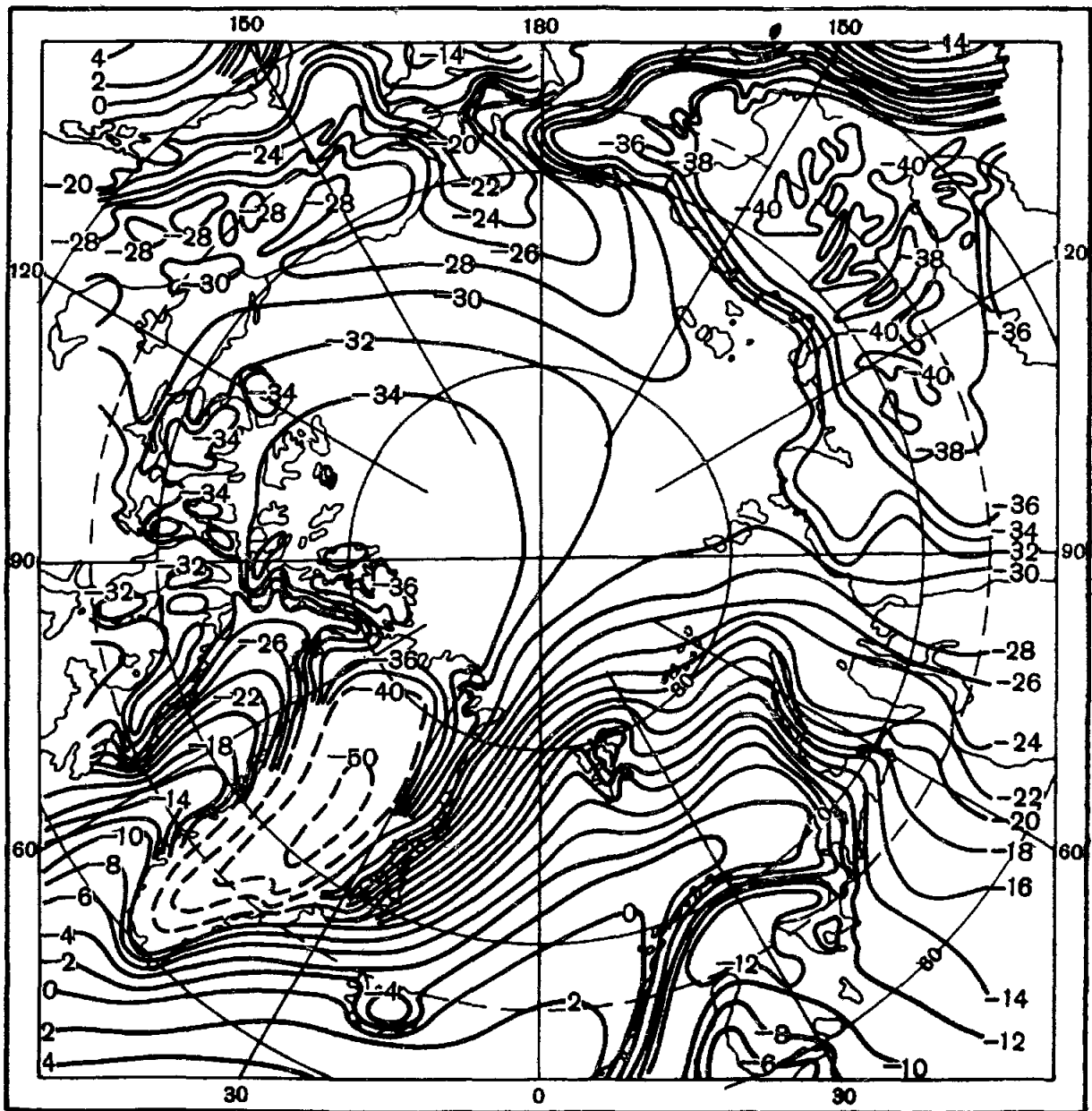


Рисунок 2.2 – Середня температура повітря (°C), січень (Прік, 1959)

Мінімальні температури повітря повинні спостерігатися тоді, коли втрата тепла на радіацію врівноважується перенесенням тепла від поверхні води. Це приводить до встановлення мінімальної температури на поверхні приблизно -40° З або нижче (до -50° З) над товстим шаром льоду. Максимальна температура при суцільній хмарності і тихій погоді досягає приблизно -25° С. Екстремальні максимальні температури знаходяться майже в прямій залежності від швидкості вітру, підвищення відбувається з

посиленням швидкості вітру завдяки перенесенню тепла з області вище інверсії.

В розподілі температури помітно присутність або близькість чистої води. Всі карти, окрім літніх, показують наявність широких мов помірних температур, що тягнуться над Баренцовим морем і морем Баффіна, а також над Беринговою протокою [7].

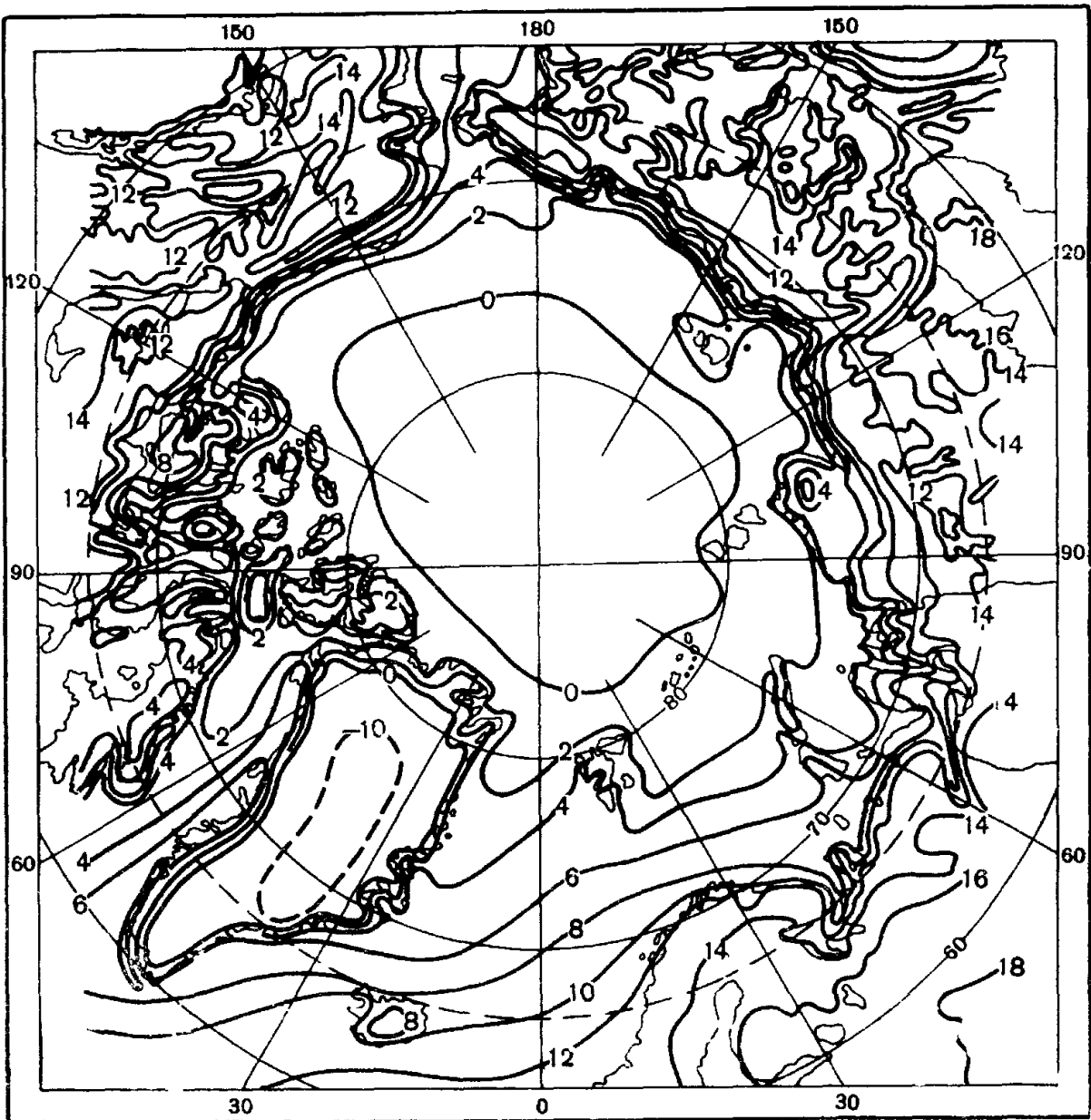


Рисунок 2.3 – Середня температура повітря (°C), липень (Прік, 1959)

В січні і лютому в атлантичному секторі Північного Льодовитого океану відбувається наймогутніша притока тепла за допомогою циклонної активності, і, як наслідок цього, в березні в цій частині спостерігаються найнижчі температури. В інших районах найнижчі зимові температури звичайно бувають в січні і лютому. З квітня по червень температура підвищується досить швидко до тих пір, поки не починає танути лід. Середні літні приземні температури залишаються виключно постійними, відповідаючи характеру підстилаючої поверхні. Майже у всіх районах липень – найтепліший місяць. Температури, близькі до точки танення, переважають над паковими льодами і уздовж країв Гренландського крижаного купола. Область більш низьких температур опускається на південь через Берингову протоку і море Баффіна. Максимальні температури в Арктичному басейні не перевищують 5°C . Вивчення великих відхилень середньомісячних температур від нормальних величин для 20 прибережних або острівних станцій, що мають дані спостережень за 20 років і більш (Stepanova, 1965), показало, що найбільші відхилення бувають взимку (з листопаду по квітень), а малі відхилення найбільш вірогідні в липні. Взимку найбільші відхилення спостерігалися в Карському морі, а якнайменші – в Східносибірському [7].

2.3 Хмарність та її вплив на прихід сонячної радіації

Над Арктичним басейном кількість хмарності мінімальне в зимові і весняні місяці, максимум хмарності доводиться на літні місяці. В цьому районі менше всього позначається вплив динамічних чинників. Зона полярного фронту краще всього розвинена взимку, при малій кількості хмарності. В зимові місяці вміст вологи дуже холодного повітря дуже малий, щоб привести до формування хмарності, незалежно від динамічних умов.

Влітку хмарність визначається характером підстилаючої поверхні, під впливом якої район Арктичного басейну в цей час роки відрізняється високою повторюваністю шаруватих і шарувато-купчастих хмар. Повторюваність хмар даного типу зростає до 80%, з переважанням шаруватих хмар. Це пояснюється постійним охолодженням повітря до 0°C над льодом. Влітку хмарність надзвичайно однорідна і займає обширні площі в порівнянні з іншими типами хмарності. Середня горизонтальна протяжність шаруватих хмар в червні–липні (по Долгіню, 1960) складає 460 км, шарувато-купчасті – 430 км, високошаруватих – 370 км і висококупчастих – 290 км [7].

В екстремальних випадках протяжність хмарного шару може досягати 2000 км. Середня потужність шаруватих і шарувато-купчастих хмар рівна відповідно 350 і 540 м (Довгий, 1960), це досить велика товщина хмарних шарів, якщо взяти до уваги, як вони утворювалися. Цікаво відзначити, що водність цих хмар помітно зменшується з видаленням від берега і наближенням до полюса. Ще одна характерна особливість цього району полягає в тому, що сезонна зміна хмарності короткочасно і відбувається в перехідні періоди, в решту пори року ж переважає постійна величина хмарності. Аналогічні, раптові зміни кількості хмарності спостерігаються лише в районах, схильних впливу мусонів, і супроводжуються змінами циркуляційних процесів.

Кількість радіації, що приходить, залежить від проникної здатності хмар, при цьому велике значення мають альbedo верхньої межі хмарності і висота сонця. Значення альbedo хмарності залежать від потужності шару хмарності. Аналіз даних всіх арктичних станцій показав, що прихід радіації до поверхні зростає із збільшенням висоти сонця.

Загалом, це зменшення в ослабленні радіації із збільшенням висоти сонця можна, мабуть, пояснити зменшенням альbedo хмар із збільшенням висоти сонця (менший кут падіння). Цей ефект дуже великий, і пояснення його зменшенням поглинання в хмарі недостатньо. Оскільки цей ефект в Арктиці вельми значний і збільшується з широтою, досягаючи своєї максимальної величини взимку, його можна імовірно пояснити низькою температурою хмар. В цьому випадку такий же ефект ми повинні знайти і в помірних широтах при порівнянні літніх і зимових умов. неодноразові порівняння показали, що в помірних широтах також простежуються сезонні зміни, проте вони надзвичайно Риси в порівнянні з відмінностями в зоні арктичного побережжя або в районі Арктичного басейну. Отже, хоча температура хмарності має деяке значення, вона не може розглядатися як основний чинник, що визначає таку різку зміну ослаблення радіації, що приходить.

В цілому альbedo верхнього шару хмарності, як і альbedo водної поверхні, міняється залежно від висоти сонця, внаслідок чого що пропускається хмарністю радіація, що приходить, збільшується з висотою сонця. Альbedo хмарності залежить від її температури (альbedo менше, якщо менше температура). Краще всього ця залежність виявляється у високих широтах. В помірних широтах, особливо в районах з континентальним кліматом, конвективні процеси протягом дня сприяють зменшенню енергії, що пропускається, через більшу оптичну потужність шару. Умови над океаном подібні умовам в Арктиці, а менша зміна над

суш в помірних широтах обумовлено добовими коливаннями потужності хмарності [7].

Оптична потужність хмар повинна різко збільшуватися із зменшенням широти, причому характерний, що взимку вона менше ніж в літні місяці.

Обширні одношарові поля шаруватих хмар типові для Арктики, тоді як в більш південних широтах велика частина хмарності обумовлена динамічними процесами, які приводять до утворення хмарних шарів різної потужності.

В табл. 2.1 були приведені середні значення кількості сонячної радіації, що приходить, для різних типів хмар по двох районах з різними значеннями альbedo поверхні [7].

Завдяки багатократним віддзеркаленням між поверхнею землі і хмарою цей чинник стає також визначаючим для розрахунку дійсної величини сонячної радіації, що приходить.

Таблиця 2.1 – Порівняння радіації, що приходить на побережжі Північного Льодовитого океану і в Арктичному басейні (середні значення для висоти сонця 7,5–22,5°), а також радіація, що поступає на побережжі в літні (червень–вересень) і нелітні місяці, для різних форм хмар

Район	Форма хмар				
	Ci	Ac	As	Sc	St
Арктичний басейн, 1/100 кал/ (хв. · см ²)	26	21	20	18	15
Узбережжя Північного Льодовитого океана, літо, 1/100 кал/(хв. · см ²).	20	16	13	12	10
Узбережжя Північного Льодовитого океана в % від значення Арктичного басейна	77	76	65	67	67
Узбережжя Північного Льодовитого океана, нелітні місяці, 1/100 кал/ (хв. · см ²)	26	23	20	17	15
Узбережжя Північного Льодовитого океана, літо, в % от значень за нелітні місяці	77	69	65	71	67

Зміна проникної здатності в самому меншому ступені властиво перистим хмарам, якнайбільше міняється проникна здатність наймогутніших хмар.

По табл. 2.1 можна судити, як різні типи хмарності змінюють радіацію, що приходить, для різних широт і в різні місяці.

Таким чином, для розрахунку проникної здатності хмарності, перш за все, необхідно знати розподіл хмарності по типах для районів з могутнім хмарним шаром, при цьому необхідно враховувати наступні чинники:

- 1) проникна здатність деяких типів хмарності істотно міняється залежно від пори року, максимальна проникна здатність наголошується в зимовий період;
- 2) проникна здатність хмарності істотно міняється залежно від району. Для деяких типів хмар така географічна мінливість більш істотна, ніж відмінність між типами хмар (нижній і середній яруси) на якій-небудь одній станції;
- 3) проникна здатність хмар збільшується з широтою;
- 4) проникна здатність збільшується з висотою сонця, причому в помірних широтах це збільшення трохи, а у високих широтах вельми істотно.

2.4 Радіаційний баланс системи земля-атмосфера

Цікаво відтворити радіаційний бюджет всієї системи, від поверхні і вище, включаючи тропосферу. Результати такого порівняння покажуть, в якому ступені Арктичний басейн залежить від притоки тепла з більш південних районів.

По картах середньомісячних значень радіаційного балансу системи Земля–атмосфера (рис. 2.4 і 2.5) простежується незначна широтна зміна в зимові місяці. Основна відмінність спостерігається між океанічними і континентальними районами, воно складає більше 100 кал/(доб-см²) в лютому уздовж 65° з. ш. В кінці зими максимум втрат енергії за рахунок радіації над Атлантичним океаном поступово зміщується на північ, при цьому зменшується його інтенсивність: в період грудень–січень цей максимум знаходиться на 65° з. ш. або трохи південніше, до лютого він вже зміщується на 74° з. ш., в березні – на 78° з. ш., а в квітні – на 82° з. ш. Такий зсув обумовлений поступовим збільшенням сонячної радіації на півдні. Якщо максимальна втрата енергії, що відзначається в середині зими, доводиться на район Норвезького моря, яке вільно від льоду, то весною цей максимум переміщається до акваторій, покритих льодами. Це можна віднести за рахунок того, що в середині зими земне випромінювання

характеризується випромінюванням з теплої поверхні, що і пояснює головним чином високі значення балансу.

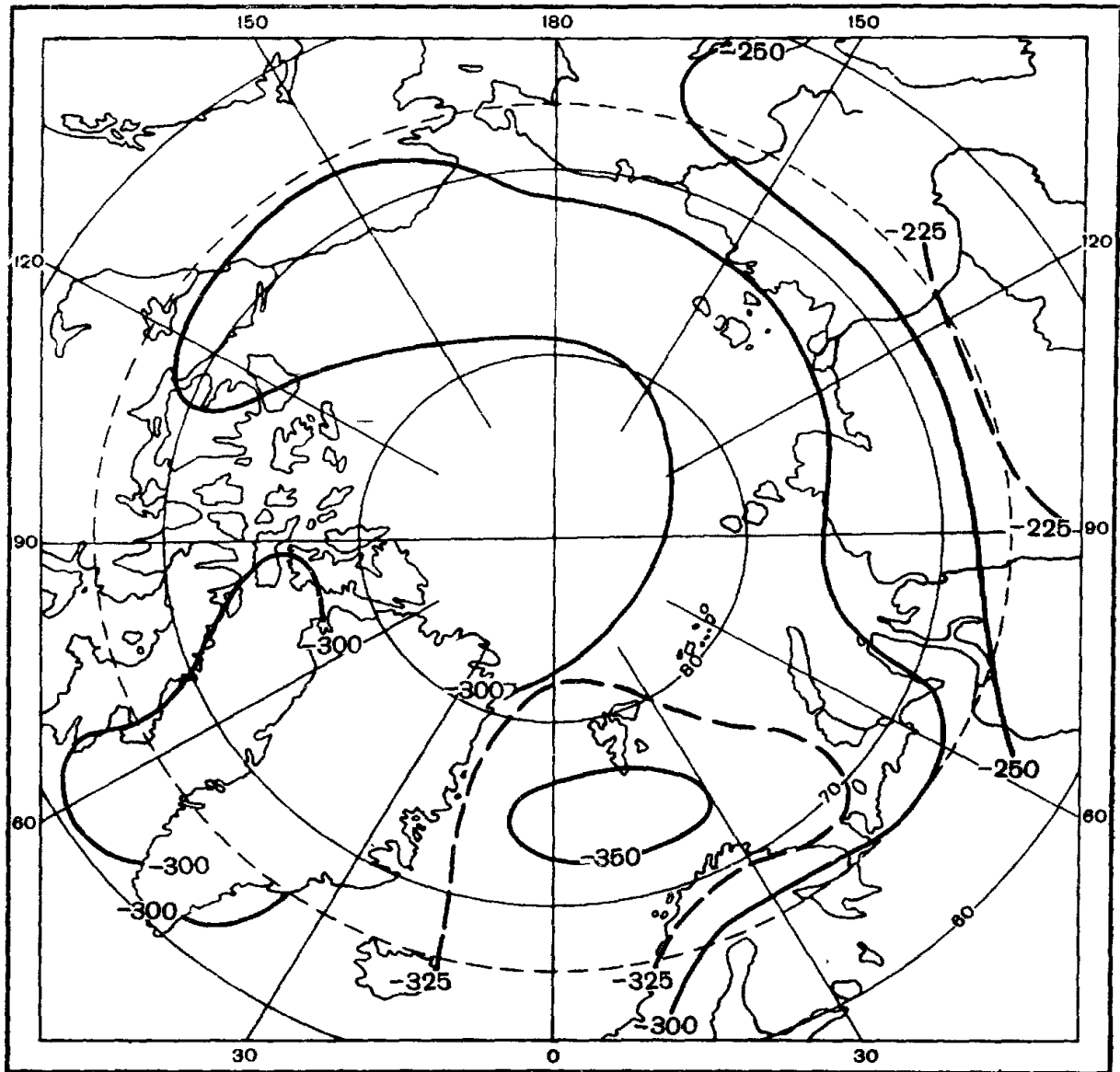


Рисунок 2.4 – Радіаційний баланс (кал/(доб·см²)) системи Земля–атмосфера за лютий

Весною, вирішальна роль належить вже високому альбедо, яке знижує притоку енергії. Саме тому і різниця між найвищим негативним значенням балансу і значенням, яке є репрезентативним для всього Арктичного басейну, зменшується: в січні вона складає 91 кал/(доб·км²), в лютому 55, в березні 23, а в квітні всього 14. Для періоду березень–квітень характерний майже однакове альбедо поверхні для всього Північного Льодовитого

океану, причому температура повітря в приземному шарі теж вельми однорідна [7].

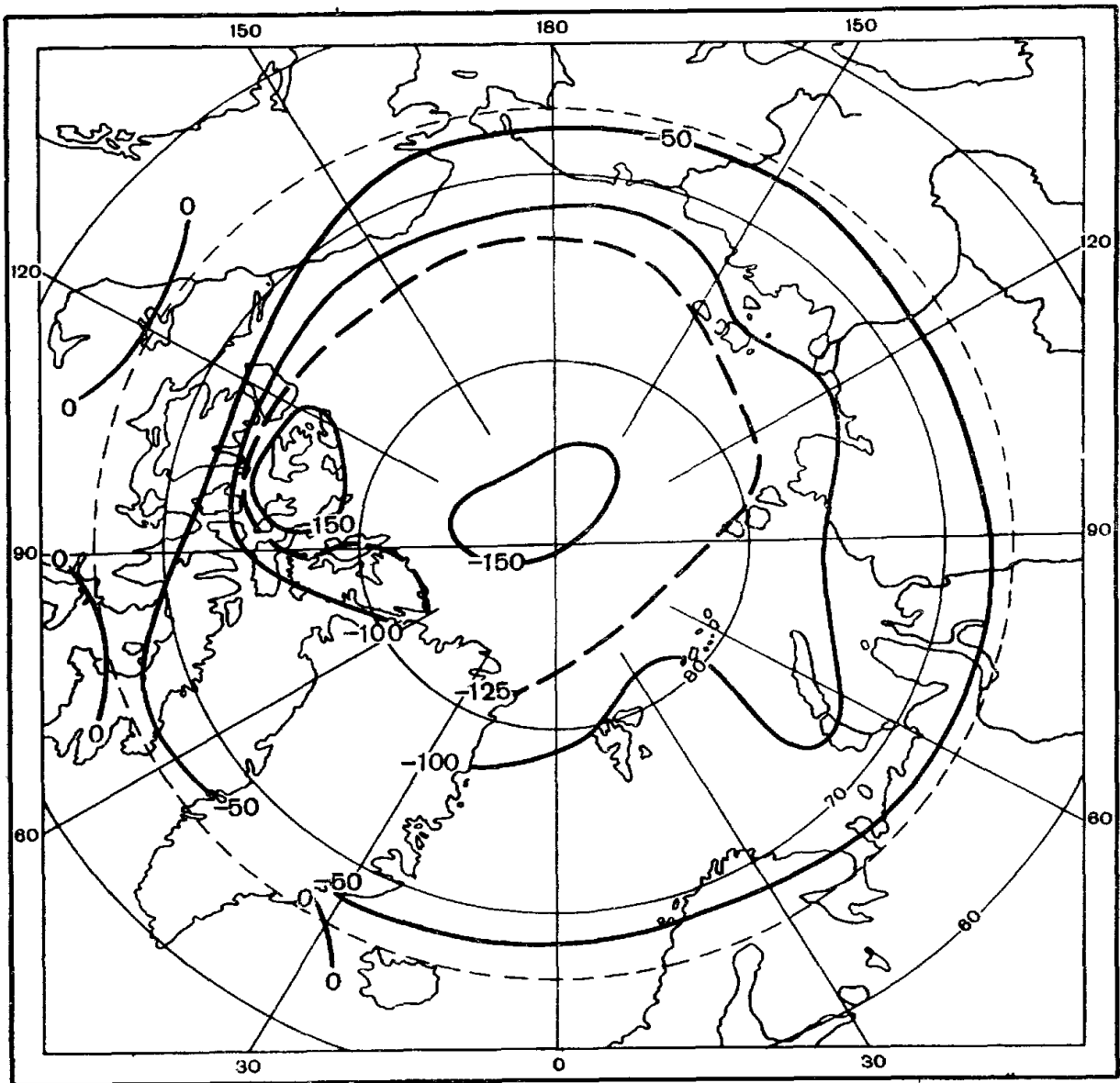


Рисунок 2.5 – Радіаційний баланс (кал/(доб·см²)) системи Земля - атмосфера за серпень

Ті незначні відмінності, які спостерігаються, можна віднести за рахунок дещо підвищеної величини хмарності в районах, близьких до Норвезького моря. Ця хмарність зменшує потік радіації, що приходить, значно сильніше, ніж що йде.

Цікаво відзначити, що максимальна втрата енергії за рахунок радіації спостерігається в районі полюса тільки в кінці літа (серпень). В травні–червні максимум доводиться на район моря Баффіна і Канадського Арктичного архіпелагу.

В східній частині Канадської Арктики спостерігається досить велика хмарність, і, що найбільш істотно, хмари в цих широтах – менш прозорі, ніж в більш північних областях. В результаті ми одержуємо, що навіть при рівній кількості хмарності прихід радіації зменшується над районом море Баффіна–канадський Арктичний архіпелаг сильніше, ніж над Арктичним басейном.

В південній частині Арктики весною мають місце великі градієнти радіаційного балансу, що у свою чергу обумовлює підвищені меридіональні градієнти. Хоча градієнти значно слабкий, ніж у поверхні, вони в значній мірі залежать від альbedo поверхні, а, починаючи з середини літа на них істотним чином позначається вплив обширної хмарності над Північним Льодовитим океаном.

Головна особливість зимового періоду – відмінність між суш і океаном – до літа зникає. Вже в середині літа починають стиратися також регіональні і широтні відмінності. Серпень і вересень – місяці, коли розподіл енергетичного балансу найбільш близько до ідеального, тобто найбільша витрата енергії у полюса і поступове його зменшення на південь.

В темний період на нерадіаційні процеси доводиться, ймовірно, 100% витрати енергії (при цьому не враховується незначне накопичення тепла поверхнею, обумовлене його літнім надлишком) і 100% «обороту» радіаційної енергії. У зв'язку з цим цікаво відзначити незначні широтні відмінності радіаційного балансу взимку [7].

Різниця між максимальними і мінімальними значеннями (кал/(доб•см²)) для всієї Арктики наступна (по місяцях) [7]:

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
115	145	200	255	280	260	170	160	155	120	110	110

Оскільки єдине джерело енергії в зимовий час знаходиться зовні Арктики, можна припускати, що та енергія, яка все ж таки поступає до Арктики, обумовлена адвекцією. При цьому, чим більше відстань від джерела тепла, тим менше інтенсивність адвекції. Проте така точка зору не підтверджується експериментально, це дозволяє припустити, що перенесення енергії завдяки адвекції повітря настільки інтенсивне, що

вміст тепла повітря повністю не встигає витратити при його проходженні над Північним Льодовитим океаном.

Роль нерадіаційних процесів активно зменшується з наближенням літа. Це підтверджується наступними даними про частку (у відсотках) нерадіаційних процесів в загальному енергообороті для двох крапок:

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
65° пн. ш., 0° с. д.											
100	73	36	4	8	15	10	20	32	62	92	100
Північний полюс											
100	100	100	48	10	9	22	25	79	100	100	100

2.5 Приземній тиск. Вітер

Метеорологічна мережа спостережень в Арктичному басейні досить мізерна. Основним джерелом даних за межами материка є різні острівні станції, декілька дрейфуючих на льодах станцій, а також спеціальні експедиції і літакові спостереження. Оскільки поверхня плоска і одноманітна, спостережувані вітри звичайно репрезентативні для характеристики поля тиску і часто використовуються для полегшення аналізу приземного тиску. Проте зважаючи на дію тертя слід обережно проводити відмінність між приземним вітром і типом розподілу приземного тиску.

Карта за січень (рис. 2.6) (Прік, 1959) показує, що циркуляція на рівні моря в основному визначається чотирма крупними осередками – два континентальні антициклони і два океанічні циклони. Великий квазіпостійний Сибірський антициклон з'єднується з невеликим антициклоном над долиною Маккензі витягнутим гребенем високого тиску над Арктичним басейном [7].

Ісландський циклон обумовлює середню циркуляцію над північною частиною Скандинавського півострова і над морськими районами Євразійського сектора Арктики. Слід особливо відзначити витягнуту улоговину, що з'являється вслід за чистою водою і що тягнеться від Ісландії на північ Норвегії до о. Нова Земля і м. Челюскін. Інша улоговина знаходиться над морем Баффіна. Остання улоговина по суті справи є невеликою, так званий алеутський циклон. Обидві улоговини є фактично місцем частого прояву циклонної активності.

Над Арктичним басейном основний потік, повітря направлений від центрального і західного побережжя Сибіру до полюса, а звідти на південь через район Гренландії і Шпіцбергена [7].

З боку Берингової протоки, зверненої до полюса, що приходять з Сибіру повітряні маси перетинають Арктичний басейн і вторгаються в область Канадського Арктичного архіпелагу, змішуючись з повітряними масами, що поступають з Аляски і Юкону. Над районами, що мають топографію, властиву підвищенням, градієнти тиску є умовними, як, наприклад, над Гренландією. Аналогічно цьому умовним є також великий градієнт тиску над гірськими хребтами, розташованими на південному сході Аляски.

Тип розподілу тиску в січні зберігається до березня. Після цього поле середнього тиску зазнає швидку зміну. Відбувається помітне ослаблення осередків циркуляції в нижніх шарах і Сибірського антициклону і відносно посилення області високого тиску над Арктичним басейном, що викликається частково північноамериканським антициклоном, який зміщується ближче до полюса. Найімовірніше, що саме весною над Центральною Арктикою відбувається сильна антициклонна діяльність, коли майже повністю утілюється концепція про «полярний антициклон» [7].

В теплий період року (рис. 2.7) Арктичний басейн знаходиться під впливом слабо вираженої області низького тиску, тоді як слабкі антициклони спостерігаються над околичними районами Північного Льодовитого океану, захоплюючи сектор Тихого океану, з гребенем над морями Бофорта і Баренцовим. Влітку алеутський мінімум слабшає і на картах баричної топографії простежується у вигляді улоговини. Ісландський мінімум теж досить слабкий. Сибірський антициклон повністю зникає і замінюється теплою областю низького тиску над нагрітою територією Азії. Таким чином, на карті середнього тиску за липень спостерігається зменшення градієнтів тиску, внаслідок чого наголошується зменшення середньої швидкості вітру.

Переважаючі повітряні потоки з виразною східною компонентою над Євразійським побережжям направлені з Арктичного басейну у бік побережжя, так що на Сибірському побережжі вітри звичайно східні або північно-східні, а на побережжі на захід від 90° в. д. переважає вітер з північного сходу. В Арктичному басейні влітку спостерігається виразна конвергенція повітряних потоків [7].

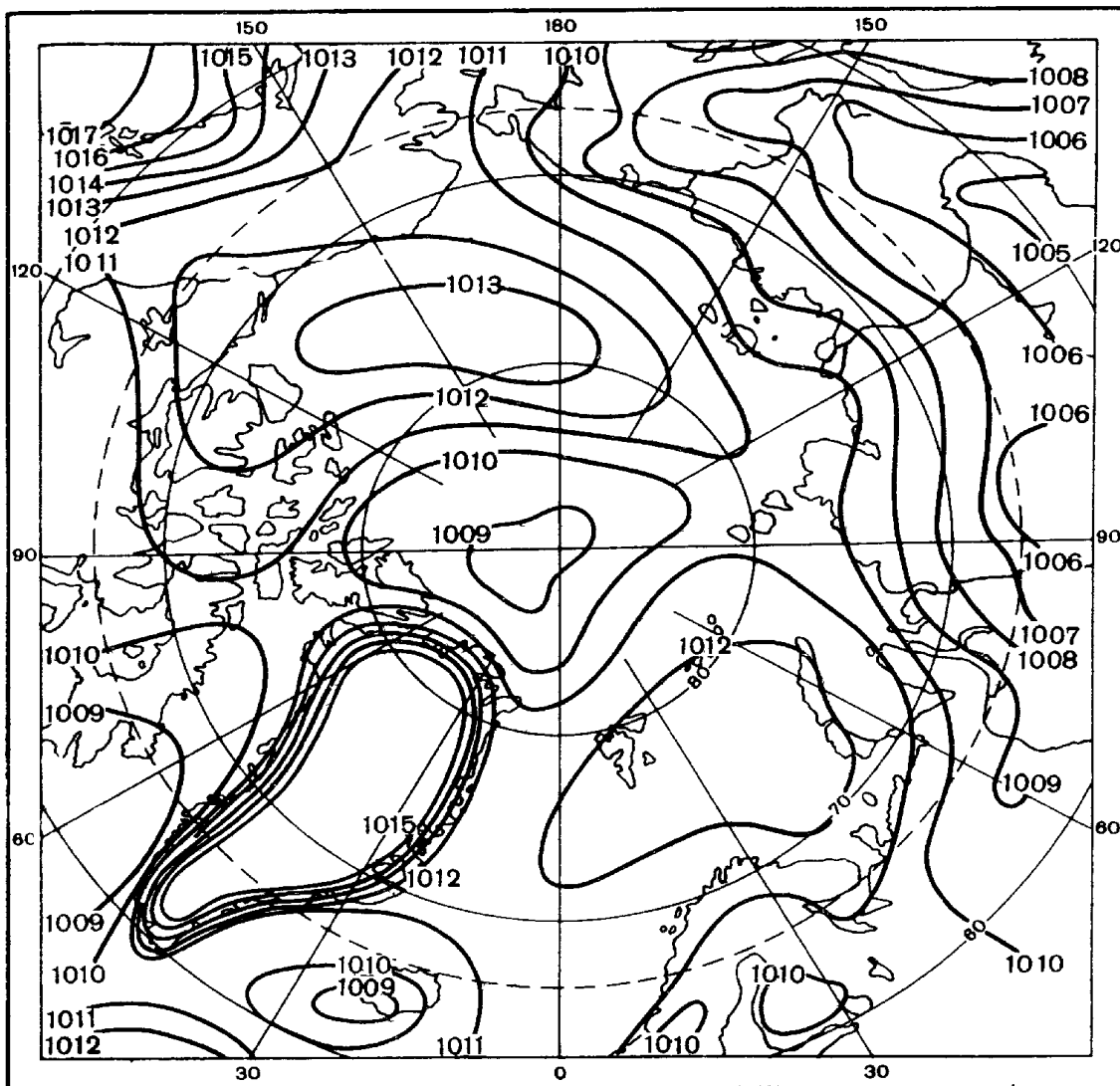


Рисунок 2.7 – Середній тиск (мб). Липень (Прік, 1959)

В жовтні розподіл тиску зовні нагадує картину весняного розподілу. Над Арктичним басейном спостерігається відносно високий тиск, а положення субполярних областей низького тиску характеризується поверненням до звичайного положення. Проте, середній розподіл є результатом взаємодії нерівномірного розподілу системи могутньої циклонної циркуляції і спокійного періоду антициклонного впливу. Алеутський циклон відновлює повністю свою інтенсивність, а інтенсивність Ісландського циклону наближається до зимової, що стає особливо помітним над Новою Землею.

Сибірський антициклон досягає помірної інтенсивності в жовтні. Антициклон над Аляскою і Юконом не утворюється, але тиск поступово

підвищується над Канадським Арктичним архіпелагом на північний схід від його зимового положення.

Коливання величин середньомісячного тиску були приведені в табл. 2.2.

Таблиця 2.2 – Середнє відхилення тиску (мб) від багаторічних середньомісячних величин

Місяці	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Острів Врангеля	3,5	4,6	3,5	2,7	2,2	2,0	1,4	2,5	2,5	3,9	4,4	4,2
Арктичний басейн												
Західний сектор.	5,5	8,1	6,8	4,3	4,0	3,5	3,2	3,2	3,4	3,8	4,0	5,7
Східний сектор.	5,3	5,7	6,9	4,9	3,2	3,3	2,5	3,6	3,6	4,2	4,8	6,2

Швидкість приземних вітрів над Арктичним басейном звичайно невелика, в середньому вона складає 4–5 м/с. Коли присутня інверсія, приземний шар надійно ізолюваний від повітря, що швидко рухається, і саме цей факт разом з відсутністю топографічних ефектів приводить до низької повторюваності сильних вітрів [7].

Найбільші середньорічні величини швидкості вітру спостерігаються на незахищених прибережних станціях поблизу шляхів циклонів, і тому саме в цих районах найбільш часто повторюються штормові вітри (Ян-Майен, від Північної Норвегії до о. Діксон, Берингова протока).

Для підготовки таблиці повторюваності швидкості приземного вітру використовувалися синоптичні спостереження, проведені на станціях СП-4, СП-6, СП-7, СП-8, СП-9, СП-10 і СП-11 (табл. 2.3).

Вивчення вітрових умов в Арктичному басейні на основі даних станцій СП-6 і СП-7 (Зав'ялова і Сергєєва, 1962) показує, що шар атмосфери від поверхні до висоти 0,5 км характеризується мінімальним міждбовими коливанням швидкості вітру біля поверхні льоду (2 – 3 м/с) і що сезонна мінливість швидкості вітру незначна.

Встановлено, що між добова мінливість напружаму вітру найбільша у поверхні льоду (50–70°) і менша на великих висотах. Це пояснюється малою швидкістю вітру у поверхні і послідовною нестійкістю напружаму вітру.

Таблиця 2.3 – Розподіл повторюваності (%) швидкості вітру в

Місяць	Швидкість вітру, м/с													Кількість спостережень
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10-14	15-19	≥20	
I	11	7	8	10	13	12	8	8	6	4	10	2	1	564
II	10		11	15	17	15	9	5	5	1	6	0	0	548
III	6	6	8	18	22	15	7	6	4	2	5	1	0	585
IV	6	5	15	15	17	15	8	7	5	4	3	0	0	479
V	7	5	11	16	16	15	11	7	6	3	3	0	0	744
VI	5	5	9	15	13	15	11	9	6	4	7	1	0	669
VII	4	3	9	12	13	16	10	9	9	6	8	1	0	609
VIII	4	4	7	11	11	15	11	11	8	5	11		0	570
IX	8	4	9	13	15	15	8	10	5	4	7	2	0	545
X	7	5	9	12	12	12	10	9	7	4	11	2	0	586
XI	9	7	10	13	16	15	7	6	6	4	6	1	0	607
XII	11	10	14	14	17	12	6	5	4	3	4	0	0	607

2.6 Циркуляція океану і перенос тепла. Атмосферна циркуляція та адвекція

В Арктичному басейні верхній 50-метровий шар води охолоджується в зимові місяці до температури замерзання ($-1,6^{\circ}\text{C}$) при солоності приблизно 30‰. Влітку температура води в ополонках і розводях між крижаними полями підіймається до 0°C , температура, близька до точки замерзання, простежується до 50-метро-вого горизонту. На глибині 100–150 м і глибше температура протягом року майже не міняється, при подальшому зануренні відмічається деяке підвищення її з глибиною.

В товщі атлантичних вод, під шаром арктичної водної маси, температура води складає 1°C . Далі розташовується придонний шар з майже незмінною солоністю (біля 34,95‰), температура якого в Євразійській частині басейну рівна $-0,75^{\circ}\text{C}$, а в Американській приблизно $-0,35^{\circ}\text{C}$. Таку різницю обумовлено хребтом Ломоносова, який підіймається з дна до глибини 1500 м від поверхні океану [8].

Арктичні води приводяться в рух, як під дією вітру, так і завдяки відмінностям в густині. Основний струмінь течії рухається з невеликою швидкістю (декілька сантиметрів в секунду) з сходу на захід через Північний полюс. Поступово швидкість збільшується, потік досягає Гренландського моря, а потім продовжує свій шлях вже як холодна Східно-

гренландська течія. В притихоокеанській частині Північного Льодовитого океану поверхневі води залучаються до замкнутої антициклонної циркуляції, що охоплює південно-західний сектор Канадського Арктичного архіпелагу і що тягнеться далі у бік полюса.

Під поверхневими арктичними водами розташовані більш теплі атлантичні води, що поступають в Північний Льодовитий океан уздовж західного берега Шпіцбергена. Охолодившись в Норвезькому морі, атлантичні води (густина яких збільшилася) починають занурюватися і займають місце під шаром арктичних вод; під час занурення температура води знижується приблизно з 3°C в районі Шпіцбергена до $0,5^{\circ}\text{C}$ в тому районі, де атлантичні води, рухаючись головним чином уздовж Євразійського континентального схилу, розповсюджуються вже по всьому Арктичному басейну [8].

Тепло, принесене в Північний Льодовитий океан, поволі досягає верхнього шару вод. Район Норвезького – Баренцева морів має найбільше значення для всього Північного Льодовитого океану як основна ділянка віддачі тепла в атмосферу, оскільки він майже круглий рік вільний від льоду. Периферійні (околичні) моря також віддають тепло в атмосферу, хоча і значно менше ніж Норвезьке і Баренцева моря. В порівнянні з середніми величинами теплообміну за рахунок радіації роль океанічної адвекції в Арктичному басейні мала.

Прийнятий метод розрахунку величини енергії, яку «віддає» або «поглинає» поверхню океану, ґрунтується на вимірюванні потоку поглиненої і відображеної енергії на певній ділянці. Для цієї мети повинні бути відомі профілі температури і швидкості течій від поверхні до дна.

Якби ці елементи були відомі для достатньо великого числа станцій, можна було б побудувати карти, по яких розраховується бюджет енергії для кожної ділянки. Проте спостережень для побудови таких карт і подальших розрахунків далеко не достатньо, особливо відчувається брак даних про швидкості течій.

Наявні дані дозволяють з достатньою точністю розраховувати лише втрату і притоки тепла через відносно вузькі протоки. В цьому відношенні Північний Льодовитий океан має досить сприятливі умови, оскільки з усіх боків обмежений суш і лише через відносно вузькі протоки з'єднується з іншими океанами. Крім того, його можна розділити на дві частини.

Розглянемо окремо величини притоки і втрати енергії і середні температури [7, 8].

Притока атлантичних вод

Тепла течія, що поступає з Атлантичного океану, є найістотнішим джерелом тепла. Основна частина атлантичних вод проходить через

Фареро-Шетлендській протоку, незначна частка атлантичних вод, що залишилася, проходить через протоку між Ісландією і Фарерськими островами, цей потік у вигляді течії Ірмінгер огинає Ісландію із заходу.

В. Т. Тимофєєв (Тимофєєв, 1956) отримав наступні значення:

Перенесення атлантичних вод на північ	400000 км ³ /рік
Винесення вод на південь	248000 км ³ /рік
Притока	152000 км ³ /рік

Ці результати слід розглядати як середні багаторічні величини.

Оскільки притока атлантичних вод – найкрупніше за об'ємом вод течія – має виключно важливе значення для перенесення тепла, то навіть незначні коливання температури води відображаються на остаточному результаті. Самими обґрунтованими значеннями температури атлантичних вод можна вважати 7,5 і 8,1° С.

Берингова протока

Питання про величину витрати вод через Берингову протоку розглядалося у ряді спеціальних досліджень. І.В. Максимов (Максимов, 1944) за численними даними розрахував, що в літні місяці притока вод через Берингову протоку складає 4100 км³/міс, а в зимові місяці – 369800 м³/с.

Коучман і Варне (Coachman and Barnes, 1961), прийнявши за основу радянські дані і використовуючи результати останніх Американських досліджень, отримали значення річної притоки через Берингову протоку, рівне $1 \cdot 10^6$ м³/с, або 31 536 км³/рік, воно вельми близьке до величини Максимова.

Річковий стік і осідання

Менш значним джерелом надходження вод і теплової енергії в Північний Льодовитий океан є річковий стік. Річковий стік зі всіх материків східної і західної півкуль в Північний Льодовитий океан приводить Антонов (1958).

Із загальної суми виходить виключити стік р. Юкон, що скидає свої води в Беринговому морі, і стік річок Гренландії, оскільки він був представлений в основному льодом низької температури.

Таким чином, сумарний стік не перевищує 3767 км³/рік. Н.Д. Антонов (Антонов, 1936) розрахував, що Обь приносить $4249 \cdot 10^{15}$ кал тепла, а Єнісей – $2849 \cdot 10^{15}$ кал, це означає, що середня температура води відповідно 9,6 і 7,0° С.

Витрата через Данську протоку

Данська протока – найважливіша ділянка, через яку відбувається винесення вод з Північного Льодовитого океану. Свердруп, Джонсон і Флемінг (Sverdrup, Johnson and Fleming, 1942) приводять величину витрати

через Данську протоку – $3,55 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$, або $111953 \text{ км}^3/\text{рік}$. В.Т. Тимофєєв (Тимофєєв, 1956) наводить дані за чотирма профілями.

Можна припустити з достатньою часткою упевненості, що температура води в течії, що проходить через Данську протоку, і перевищує $0 - 1^\circ\text{C}$.

Девісова протока

Друга протока, через яку течія відносить води з Північного Льодовитого океану, – це Девісова протока. В.Т. Тимофєєв в розрахунках балансу вод Північного Льодовитого океану отримав надлишок вод, рівний $31400 \text{ км}^3/\text{рік}$, який він і вважає витраті через Девісову протоку.

Формування клімату Північної полярної області (ППО) і Арктики нерозривний було пов'язано з формуванням клімату решти частини Землі, але відрізняється від нього у багатьох відношеннях. Основна причина такої відмінності – зменшення притоки тепла від Сонця із збільшенням широти, вплив якої ослабляється або посилюється внутрішніми термодинамічними процесами, що протікають як в кліматичній системі в цілому, так і в полярній її частині [8].

Найбільший внесок в потеплення полярного клімату (на відміну від клімату, який спостерігався б при радіаційній рівновазі) вносить адвекція тепла у напрямку до полюса в результаті циркуляції атмосфери і океану. Завдяки цьому процесу клімат Північної полярної області «теплішає» з підвищенням температури повітря на декілька десятків градусів, що значно перевищує парниковий ефект в полярній атмосфері.

Значна частина перенесення тепла в ППО здійснюється у формі прихованого тепла, що супроводжується надмірним (над випаровуванням) надходженням вологи в цю область. В результаті цього процесу формується могутній шар опрісненої води в Північному Льодовитому океані (ПЛО). Частково надлишок прісної води, що поступила в ППО, знаходиться у вигляді морських льодів ПЛО і льодовиків на суші. Прісноводний баланс ППО підтримується стоком опріснених вод і морських льодів із ПЛО в Північну Атлантику.

Основна адвекція тепла в ППО відбувається в атмосфері. Частка океанічного перенесення в середньому за рік для всієї ППО оцінюється в $3 - 5\%$ від загальної адвекції в системі атмосфера-океан. Проте океанічні процеси в ППО роблять істотний вплив на формування її клімату, яке не обмежується прямим внеском океанічного тепла в тепловий баланс ППО. На поверхні і в глибинах полярного океану розвиваються термодинамічні процеси, що впливають на зміну внутрішніх властивостей (параметрів) полярної кліматичної системи, таких як альbedo, теплоємність верхнього діяльного шару океану, інтенсивність стоку прісної води і ін. [8].

Пряма теплова дія океану на клімат ППО украй нерівномірно через просторову неоднорідність вертикальної структури діяльного шару, вирішальна роль у формуванні якої належить притоці прісної води [1]. Велика частина полярного океану (Арктичний басейн) була покрита морським льодом, який у величезному ступені знижує притоку тепла з океану (до 6 Вт/м^2 в середньому по Арктичному басейну). В той же час на вільній від льоду північно-східній частині Гренландського моря притока тепла з океану в атмосферу досягає в середньому за рік 200 Вт/м^2 [8]. Причому якщо в Гренландському морі втрати тепла океаном заповнюються адвекцією з його помірних і низьких широт, то в Арктичному басейні внесок океанічної адвекції в сумарний потік тепла з океану оцінюється приблизно в 2 Вт/м^2 . Решту частини середньорічного океанічного потоку тепла в Арктичному басейні складають тепло фазового переходу надлишку прісної води в морський лід, що виноситься потім за межі басейну і тепло літнього прогрівання верхнього шару води. Таким чином, це джерело океанічної притоки тепла формується в основному в результаті літніх процесів прогрівання морського льоду і верхнього шару води, притоки прісної води з суші рідких опадів. Реалізація відбувається через процес фазового Переходу вода – морський лід, причому його позитивний баланс середньому за рік забезпечується винесенням морських льодів за межі ППО. Разом з льодом з Арктичного басейну виноситься холодна опріснена арктична вода, яка транспортується Східно-гренландською течією в Північну Атлантику.

Інший шлях стоку охолодженої і опрісненої води з Арктичного басейну був пов'язаний з глобальною вертикальною циркуляцією в океані, низхідна гілка якої знаходиться в полярному океані. В ППО одна з таких областей знаходиться в центрі Гренландського, де взимку розвиваються процеси глибокої проникаючої до конвекції [8]. При цьому в глибинні і придонні моря «закачуються» величезні об'єми опріснених і холодних вод з поверхні моря, які, перемішуючись з навколишніми водами, утворюють глибинну водну масу, що поступає подальшому в Північну Атлантику і Арктичний басейн [8]. Для цього процесу характерна сильна міжрічна змінність, обумовлена впливом циркуляції атмосфери. В результаті цей процес є свого роду «провідником» стохастичного впливу короткоперіодичної атмосферної мінливості на повільні коливання клімату в системі океан-атмосфера і, зокрема, на океанічні перенесення тепла, солі і прісної води.

Вище вже наголошувалося переважання внеску літніх процесів в океані у формування його впливу на клімат атмосфери в зимовий період. В зв'язку з цим необхідно підкреслити, що таке «перекидання» океанічного

тепла служить одним з головних механізмів посилення реакції клімату полярної атмосфери в зимовий період на вимушені дії (наприклад, на збільшення змісту CO₂). Крім того, в полярній області на відміну від середніх і низьких широт океану, це посилення зростає за рахунок зворотного зв'язку альbedo і літньої притоки сонячної радіації [3].

2.7 Зміни клімату Північного Льодовитого океану

Антропогенне збільшення змісту CO₂ в атмосфері вважається в даний час твердо встановленим, чого не можна поки сказати про спостережувані кліматичні наслідки. Більшість теоретичних оцінок реакції клімату на зростання вмісту CO₂ в атмосфері, отриманих за допомогою чисельних експериментів з моделями загальної циркуляції атмосфери, сумісних моделей атмосфери і океану, а також енергобалансових моделей клімату, передбачають значні потеплення клімату. В цілях зіставності оцінок потеплення клімату порівнюється реакція різних моделей на подвоєння змісту CO₂. Глобальне потепління було відзначено в межах від 1,5 до 4,5°C, яке, проте, рекомендується розглядати не як прогноз, а як міру згоди різних модельних підходів [2, 3, 8]. недавні експерименти з моделями загальної циркуляції атмосфери і океану звужують межі розкиду оцінок глобального потеплення унаслідок подвоєння концентрації CO₂ до 3,9°C [3, 8]. Експерименти, виконані в 1981–1987 рр. з сумісними моделями атмосфери і океану (враховувався верхній 60-метровий шар океану), дали глобальне потепління від 3,5 до 5,3°C [8].

Розподіл потепління по широтах за даними більшості модельних експериментів характеризується його поступовим підвищенням у напрямі високих широт, особливо зимою і пізньою осінню. Причини підвищення в полярних широтах пов'язують з впливом зворотного зв'язку і із зменшенням протяжності і товщини морського льоду в ПЛО. Слід помітити, що деякі моделі не знаходять посилення потепління в полярних широтах. Іншою особливістю реакції клімату високих широт на подвоєння концентрації CO₂ в результатах моделювання є збільшення опадів і річкового стоку в полярній області.

Не дивлячись на те, що модельні оцінки реакції клімату на збільшення концентрації CO₂ досить добре узгоджуються між собою, їх не можна визнати надійними через неповноту моделей, які не враховують багато важливих чинників. Зокрема, підключення океану в сумісну модель приводить до уповільнення реакції клімату, яке залежить від товщини що враховується в моделі шару. Дослідники звертають також увагу на той факт, що моделі оцінюють швидкість потеплення глобального клімату

в $0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ за 10 років, тоді як спостережуване потепління розвивається значно повільніше. Проте моделі удосконалюються і розвиваються, стають все більш повними, ростуть обчислювальні можливості для чисельних експериментів, заглиблюється розуміння ролі окремих кліматоутворюючих чинників. Все це дає підстави чекати більш надійних і злагоджених з емпіричними даними оцінок.

Окрім модельних оцінок, проводиться аналіз мінливості характеристик клімату за даними інструментальних спостережень з метою визначення параметрів, пов'язаних із зростанням концентрації CO_2 в атмосфері. Результати цих досліджень значно менше злагоджені між собою, ніж результати модельних експериментів, а їх інтерпретація тягнеться від оптимістичного твердження, що емпіричні оцінки надійніше теоретичних, отриманих за допомогою моделей [8], до песимістичного висновку, що поки немає реальних підстав приписувати спостережуваний тренд потеплення клімату дії збільшення концентрації CO_2 [8].

В деяких роботах [8] передбачається збільшення глобальної температури повітря до 2000 р. в порівнянні з 1975 р. на $0,8\text{—}0,9\text{ }^{\circ}\text{C}$, а до 2030р. на $2,3\text{ }^{\circ}\text{C}$. Причому максимальне збільшення спостерігатиметься в полярній області, де при підвищенні температури повітря на $2\text{—}3\text{ }^{\circ}\text{C}$ лід розтане приблизно до 20-м рокам ХХІ сторіччя. Слід зазначити, що аналіз всієї сукупності даних, що містяться в сагах і літописах, привів цього чудового дослідника до висновку, що клімат Ісландії протягом останньої тисячі літ помітно не змінився. Природні умови цього острова, що панували в епоху його колонізації, майже не відрізняються від тих, які характерні для ХІХ сторіччя.

3 МЕТЕОРОЛОГІЧНИЙ РЕЖИМ І КЛІМАТ АНТАРКТИДИ

3.1 Антарктична суша і своєрідність її як підстильної поверхні

Антарктида – самий ізольований і єдиний материк, що не має корінного населення (рис. 3.1). Влітку чисельність тимчасових жителів, ймовірно, складає біля 4000 чоловік, взимку – 1500 чоловік. Ніхто ще не жив тут довше 18 місяців.



Рисунок 3.1 – Антарктида

Майже вся Антарктида розташована на південь від Південного полярного кола ($66^{\circ} 33'$ пд. ш.), який відстоїть від Південного полюса на 2600 км. Південний полярний круг є межею, на південь від якої Сонце не підіймається над горизонтом під час зимового сонцестояння (21 червня) і не заходить за горизонт під час літнього сонцестояння (21 грудня). У напрямку до полюса тривалість полярного дня і полярної ночі зростає, досягаючи на Південному полюсі в тому і іншому випадку півроку [8, 12].

В Антарктиді за межі Південного полярного круга виходять тільки Антарктичний п-ів, що тягнеться майже до південного краю Південної Америки, і деякі миси на протилежній стороні материка. В двох місцях берегова лінія материка вдається далеко на південь, утворюючи море Роса в Тихоокеанському і море Уедделла в Атлантичному секторах.

Антарктида підрозділяється на дві крупні частини, істотно що розрізняються по геологічній будові і особливостям рельєфу. Східна Антарктида займає велику частину материка і має форму майже правильного півкола. На суші її обмежують Трансантарктичні гори, що тягнуться від мису Адер до Землі Котса. Східна Антарктида знаходиться приблизно між 170° сх. д. і 30° з. д. Західна Антарктида має набагато меншу площу, і значну її частину займає Антарктичний п-ів.

На захід від Грінвічського меридіана (0°) знаходяться наступні райони. Між 10° і 35° з. д. тягнеться Земля Котса. В південній частині моря Уедделла розташовані шельфові льодовики Фільхнера і Ронне, що примикають до Землі Едіт Ронне. На захід від цього району між 60° і 110° з.д. лежить Земля Елсуерта. В цьому секторі багато окремих гірських вершин – нунатаків, що підносяться над поверхнею льоду, а вища точка Антарктиди – масив Вінсон (4897 м) був приурочений до хребта Сентінеел. На схід від Землі Елсуерта розташований Антарктичний п-ів, а західніше – Земля Мері Берд. На захід від Землі Мері Берд тягнеться обширний шельфовий льодовик Роса, який виходить до моря Роса. Антарктичний п-ів і Земля Мері Берд є як би відособленою областю Антарктиди, оскільки підосва льодовикового щита між льодовиками Ронне і Роса була прогнута нижче за рівень моря. Якби тут розтанув весь лід, Земля Мері Берд відділилася б протокою від решти Антарктиди. На захід від моря Роса розташована Земля Вікторії, край величних льодовиків, що спускаються до моря з гір заввишки 3000 – 4500м [12].

Земля Уїлкса, розташована між 150° і 90° сх.д., займає приблизно 1/5 всієї площі Антарктиди. Тут вивідні і шельфові льодовики утрудняють пересування дослідницьких загонів. В морі недалеко від берега напроти Землі Уїлкса знаходиться Південний магнітний полюс. Його зразкові координати 65° пд. ш. і 140° з.д. Квадрант між 0° і 90° з.д. включає Землю Королеви Мод, Землю Ендербі, Беріг Мак-Робертсона і Американську піднесеність.

Антарктичні моря Роса, Уедделла, Беллінсгаузена і Амундсена мають зручні добре укриті підходи до материка.

Антарктида – крижаний континент, де зосереджено приблизно 30 млн. км³ льоду, або 90% всіх льодів суші. Середня потужність льоду 2500–2800 м, а максимальна в деяких районах Східної Антарктиди –4800 м.

Найбільша висота крижаної поверхні в Східній Антарктиді перевищує 4100 м над рівнем моря.

Тільки 2% території Антарктиди вільні від льоду – головним чином в західній частині материка і Трансантарктичних горах. Це або ділянки побережжя, або окремі гребені і вершини (нунатаки), що підносяться над крижаною поверхнею.

Льодовиковий покрив має в цілому куполовидну форму, причому крутизна поверхні зростає у напрямку до побережжя, де зосереджені кінці вивідних льодовиків і шельфові льодовики або крижані уступи. В місцях отелення айсбергів витрата льоду оцінюється в 2500 км³ в рік. Антарктичні айсберги вражають своїми розмірами, рекордними для Землі. Так, наприклад, один з них, що утворився на початку 1990-х років, досягав в довжину 154 км, а завширшки – 35 км.

Антарктичні льоди нагромаджувалися протягом багатьох сотень тисяч літ, і в них була відображена історія формування земної атмосфери. В Антарктиді були пробурені три глибокі свердловини: на станції Берд в 1968 глибиною 2160 м, на станції Схід в 1991 глибиною 2600 м і на побережжі Східної Антарктиди на станції Лоу-Будинок в 1993 глибиною 1200 м [12].

Влітку льодовиковий покрив збільшується на 3–4 млн. кв. км за рахунок розростання шельфових льодовиків, особливо навкруги Антарктичного п-ва і в морі Роса. Взимку океан навкруги Антарктиди замерзає. Таким чином формуються морські льоди на площі біля 17 млн. кв. км, які тануть в кінці весни – початку літа.

Східна Антарктида є стародавній кратон, 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 і будові складаючих порід. Близько 1,1–1,4 млрд. років тому в Східній Антарктиді відбувалося формування гранітів шляхом упродовження і виверження розпавленої магми [12].

Після того, як був сформований фундамент, протягом довгого часу відбувалося опадонакопичення в морських і континентальних умовах. Головна опадова свита (група Бікон) включає різноманітні породи, складаючи живописні вершини і скелясті схили Трансантарктичних гір. Багато хто з цих гірських порід сформувався 350–190 млн. років тому і містять викопні залишки рослин і тварин, включаючи динозаврів і земноводних (наприклад, *Lystrosaurus*). Це свідчить про те, що природні обстановки 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, з'явилася інтрузія величезної маси сірої гірської породи долерита. Подібні гірські породи були знайдені також в Тасманії і інших районах, які ніколи входили до складу стародавнього суперконтиненту Гондвана.

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

Гіпотеза про існування стародавнього обширного суперконтиненту, до складу якого входила і Антарктида, була підтверджена знахідкою зразка з відбитками стародавньої викопної рослини з р. *Glossopteris*, характерного для флори Гондвани (цей зразок був знайдений в наметі Роберта Ф.Скотта, загиблого по дорозі назад з Південного полюса в 1912).

Роздроблення Гондвани здійснювалося у декілька етапів, які добре були вивчені. Африка і Південна Америка почали розділятися одночасно з утворенням Атлантичного океану приблизно 130 млн. років тому. Індія виділилася дещо пізніше, приблизно 120 років тому. Останніми відділилися Австралія і Нова Зеландія – біля 86 млн. років тому. Розпад Гондвани привів до ізоляції Антарктиди. Навкруги неї сформувалася океанічна циркуляція, клімат материка ставав все холоднішим і відповідно, розвивалося покривне заледеніння [12].

Сучасний льодовиковий покрив Антарктиди сформувався декілька мільйонів років тому. Передуюча заледенінню геологічна історія реконструюється за наслідками вивчення безлічі невеликих оголень корінних порід і кернів, відібраних при бурінні морського дна. Отримані дані свідчать, що материк, на якому виростала рослинність, споріднена тієї, яка зараз розвивається у вологих лісах помірного пояса Південної півкулі (на Тасманії, Новій Зеландії, півдні Південної Африки), перетворився на льодовий континент.

Антарктида характеризується мінімальною в порівнянні з іншими материками сейсмічною активністю. Перший землетрус там був

відзначений тільки в 1985р. Найбільший діючий вулкан – гора Еребус, а інші вогнища вулканізму (на о. Десепшн і гора Мельбурн) знаходяться в стані тимчасового спокою. Ще один діючий вулкан знаходиться під льодовиковим покривом Західної Антарктиди.

Завдяки своєрідному поєднанню географічних умов (перш за все великої висоти над рівнем моря і характеру рельєфу) з особливими умовами атмосферної циркуляції і радіаційними чинниками над територією Антарктиди формуються [10] три основні кліматичні зони, децю висотні кліматичні зони, що нагадують, в інших високогірних областях земної кулі:

1. Внутрішньоматерикова високогірна кліматична зона, що займає всю центральну територію Антарктичного плато і що обмежується ізогієтою 3000—3200 м над р. м.

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

3. Прибережна кліматична зона, що оздоблює побережжя Антарктиди переважно у вигляді вузької льодовикової смуги, включаючи також вивідні і шельфові льодовики, припай, прибережні острови і оазиси.

Наявність цих зон підтверджується також характером снігонакопичення і розподілом на території Антарктиди складових радіаційного і теплового балансу [10].

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, осідання і інші метеорологічні елементи 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 і невеликими швидкостями вітру (3–5 м/сек.). Середньорічна температура повітря в цій зоні рівна $-50 - -60^{\circ}\text{C}$ (середня температура найхолоднішого місяця $-70 - -72^{\circ}\text{C}$, а найтеплішого $-30 - -32^{\circ}$). Мінімальні температури можуть тут досягати -90°C .

Тиск повітря складає в середньому близько 600–620 мб (450–460 мм), причому найбільші середньомісячні величини тиску доводяться на теплий період року, а якнайменші – 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, стічного вітру і заметілі. Середньорічні температури повітря в цій зоні залежать від висоти схилу і міняються від -20°C для прибережних районів до -50°C для верхніх ділянок схилу, видалених на 700–800 км від побережжя. Середні температури найхолоднішого місяця в цій зоні коливаються, відповідно, від -30 до -60°C , а найтеплішого – від -10 до -20 – -25°C . Такі низькі температури тут поєднуються з постійними сильними вітрами з глибини материка, несучий з собою маси снігу. Північна частина цієї зони, співпадаюча з рівнем нижньої межі нижньої хмарності і межею загасання стічних вітрів в літній період часу, характеризується великим відкладенням снігу (до 100–150 см) і великою кількістю випадаючих опадів (до 600 мм). В південній частині зони кількість опадів складає 60 – 120 мм в рік [10].

Клімат прибережної зони не відрізняється однорідністю. В цій зоні можна виділити три кліматичні підзони:

- а) райони побережжя, схильні впливу стічних вітрів;
- б) райони побережжя, що знаходяться зовні впливу стоку (льодовикові шельфи, припай і т. д.);
- в) Антарктичні оазиси і 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 – -11°C на широті полярного круга до -17 – -20°C і нижче для більш високих широт. Середні температури найхолоднішого періоду коливаються відповідно від -18 – -20 до -25 – -35°C і навіть -40°C , а середні температури найтеплішого місяця близькі до 0°C . Вітровий режим, режим опадів, вологості повітря, температури підстилаючої поверхні і т.д. дуже різні.

Найсудовішими в кліматичному відношенні є райони побережжя, схильні впливу стічних вітрів. Це, мабуть, «найбурхливіші райони» на землі. Навіть середньорічні швидкості вітру тут складають 12–15 м/сек. і більш, а максимальні швидкості перевищують 60 м/сек. Число днів з штормами тут складає більше 250. а з ураганом – більше 30 днів в році. Повітря унаслідок адіабатичного нагрівання під час стоку тут дуже сухе, тому режим вологості повітря близький до режиму відносної вологості в пустелях [10].

Клімат цих районів можна характеризувати як клімат холодних крижаних пустель з частими сильними завірюхами, штормовими і ураганними вітрами. Клімат районів, що знаходяться зовні впливу стічних

вітрів, більш м'який і вологий. Тут випадають найбільші (для Антарктиди) кількості опадів – до 700 мм і більше; часто спостерігається відлига, повітря вологе.

Сильні вітри були пов'язані з проходженням циклонів, тому їх середньорічна швидкість дещо більше, ніж в глибині материка (5–7 м/сек.). Місцевий клімат Антарктичних оазисів відрізняється рядом особливостей. Влітку тут унаслідок нагрівання підстилаючої поверхні максимальні температури на поверхні ґрунту можуть досягати +30°C, а повітря 4-10°C.

Повітря дуже сухе – як в найсправжнісінських пустелях. В теплий період добре була виражена місцева циркуляція схилів. Зима тут на 2–3°C тепліше, ніж зовні оазису.

3.2 Водяні простори Антарктики і Субантарктики

В Південному полярному регіоні виділяється могутня Антарктична циркумполярна течія (або перебіг Західних Вітрів), яка рухається в східному напрямі і в протоці Дрейка. Її витрата складає 130 млн. м³ води в секунду. Ближче до берегів Антарктиди виділяється Прибережна Антарктична течія. Воно слідує не строго уздовж берегової лінії, а відхиляється на північ в західних частинах глибоких западин морів Уедделла, Роса і Беллінсгаузена. В результаті циркуляція вод в цих западинах приймає форму кругового обертання за годинниковою стрілкою. Біля берегів Східної Антарктиди, де знаходиться лише декілька глибоких заток, Прибережна Антарктична течія обмежується вузькою зоною.

Значні зміни температури і солоності прибережних морських вод спостерігаються при дії меридіональної циркуляції (з півночі на південь) на Антарктичну циркумполярну і Прибережну Антарктичну течії, що підсилює роль Антарктичних вод в системі світової океанічної циркуляції. Теплі солоні води з невеликим змістом кисню просуваються на південь, підіймаючись до поверхні. Опинившись в поверхневих шарах океану, вони розділяються на дві холодні що збагатили поглинальним з повітря киснем водні маси, що розрізняються по характеру тепло- і водообміну між океаном і атмосферою. Одна з них залишається на поверхні і відома як Антарктичні поверхневі води, набагато менш солоні в порівнянні з більш глибокими шарами. Інша водна маса опускається на дно океану і перетворюється на Антарктичні придонні води. На загальну думку, вони були пов'язані з утворенням морських льодів, але, можливо, це результат взаємодії океанічних вод з підставою шельфових льодовиків.

Рух придонних – циркумполярних вод в південному напрямі компенсується відтоком на північ Антарктичних глибинних і

Антарктичних поверхневих вод, які опускаються в зоні Антарктичної циркумполярного течії і формують Антарктичні проміжні води. Далі на північ Антарктичні компоненти поступово трансформуються, і ці води повертаються врешті-решт в Антарктичні широти у вигляді циркумполярних глибинних вод. Вони містять помітну домішку щодо більш солоних глибинних вод з Південної Атлантики. При течії на схід ці водні маси повністю включаються в циркумполярною циркуляцію. Близько 55–60% складають Антарктичні поверхневі води, решта частини – Антарктичні придонні води.

Циркумполярні глибинні води приносять велику кількість тепла в Антарктичні моря, де воно витрачається на нагрівання холодних вод і атмосфери. Антарктичні поверхневі води простежуються до зони між 50 і 60° пд.ш., де досить швидко зникають, стикаючись з менш щільними Субантарктичними поверхневими водами, опускаються під них і беруть участь у формуванні Антарктичних проміжних вод, які спрямовуються на північ. Зона контакту між двома поверхневими водними масами відома як зона Антарктичної конвергенції.

Осадок на дні океанів навкруги Антарктиди розділяється на два типи: біогенний теригенний. Біогенні осідання утворюються при осадженні стулок і панцирів мікроорганізмів, які в достатку живуть в збагачених азотом поверхневих шарах води океану. Теригенні осідання виникають при таненні льодів, що дрейфують з Антарктики, і з продуктів криогенного вивітрювання і ерозії на інших материках Південної півкулі. Кремнійвмісні мули (що складаються з кремневих залишків діатомій і радіолярій), що в основному нагромаджуються між 55° і 60° пд.ш., місцями заміщаються карбонатними мулами (що містять залишки форамініфер). Далі на північ в глибоких западинах зустрічаються червонокольорові глинисті осідання. На південь від середньої багаторічної межі пакових льодів формуються льодово-морські осідання [12].

3.3 Температура повітря та підстильної поверхні

По температурному режиму Антарктида відрізняється від інших областей земної кулі рядом особливостей.

Зима і літо тут характеризуються Рисою зміною температур від місяця до місяця. Періоди зими і літа мають різну тривалість. Зима удвічі довше за літо. Перехідні сезони (весна і осінь) дуже короткочасні. Вони продовжуються не більше двох місяців і характеризуються швидкою зміною температури від початку сезону до кінця його (на 20° і більше) [10].

Зима в Антарктиді починається в квітні і закінчується у вересні, тобто продовжується майже повні 6 місяців. Весняний період починається в жовтні і закінчується в листопаді. Літо продовжується з грудня по січень, а осінь починається в лютому і закінчується в березні.

Дані про зміну середньорічної температури повітря у міру видалення від берега і підвищення висоти материка, отримані на підставі спостережень радянських внутрішньоматерикових станцій і експедицій, що вимірювали температуру снігу до глибини 15 м. Вони дозволяють судити як про горизонтальне, так і про вертикальний градієнт температури в приземному шарі повітря в Антарктиді.

Зіставляючи середньорічні температури повітря на станціях, розташованих приблизно на однакових висотах над рівнем моря і що знаходяться в однакових географічних умовах, можна отримати горизонтальний градієнт температури як в прибережній зоні, так і в глибині материка.

В Антарктиді над однорідними підстилаючими поверхнями горизонтальні градієнти температури повітря, як на побережжі, так і в глибині материка для середньорічних температур приблизно однакові і рівні в середньому $0,6-0,7^{\circ}\text{C}$ на 1° широти. Протягом року ці градієнти не залишаються постійними, а мають річний хід [10].

Якнайменші значення горизонтального градієнта температури всюди спостерігаються влітку ($0,0-0,3^{\circ}\text{C}$), а найбільші – взимку ($0,5-1,5^{\circ}\text{C}$). Пояснюється це збільшенням сумарної радіації з широтою в літній час, що викликає більш сильне нагрівання підстилаючої поверхні і нижнього шару повітря у високих широтах і вирівнювання температур в глибинних районах на великих просторах.

Маючи дані про горизонтальний градієнт температури повітря і знаючи розподіл середніх багаторічних і середніх місячних температур уздовж льодовикового схилу, можна отримати значення вертикального градієнта температури повітря поблизу підстилаючої поверхні. Дані вертикального градієнта температури γ_v говорять про те, що майже на всіх ділянках схилу вертикальний градієнт температури дорівнює $1,0-1,2^{\circ}\text{C}$ на кожні 100 м висоти. Так само як і горизонтальний градієнт температури, γ_v не залишається постійним протягом року, а дещо міняється від літа до зими. Влітку за рахунок радіаційних умов γ_v усюди менше ніж взимку, і рівний $0,8-1,0^{\circ}\text{C}$ на 100 м висоти. Взимку γ_v зростає в середньому до $1,1-1,5^{\circ}\text{C}$ на 100 м, а в перехідні сезони коливається близько $1,2-1,3^{\circ}\text{C}$.

Маючи горизонтальний і вертикальний градієнти температури повітря і дані метеорологічних і гляціологічних спостережень, була побудована карта середньорічних ізотерм через 5°C для території Антарктиди на рівні

моря (рис. 3.2), така карта дає цілком наочне уявлення про температурний режим над Антарктидою.

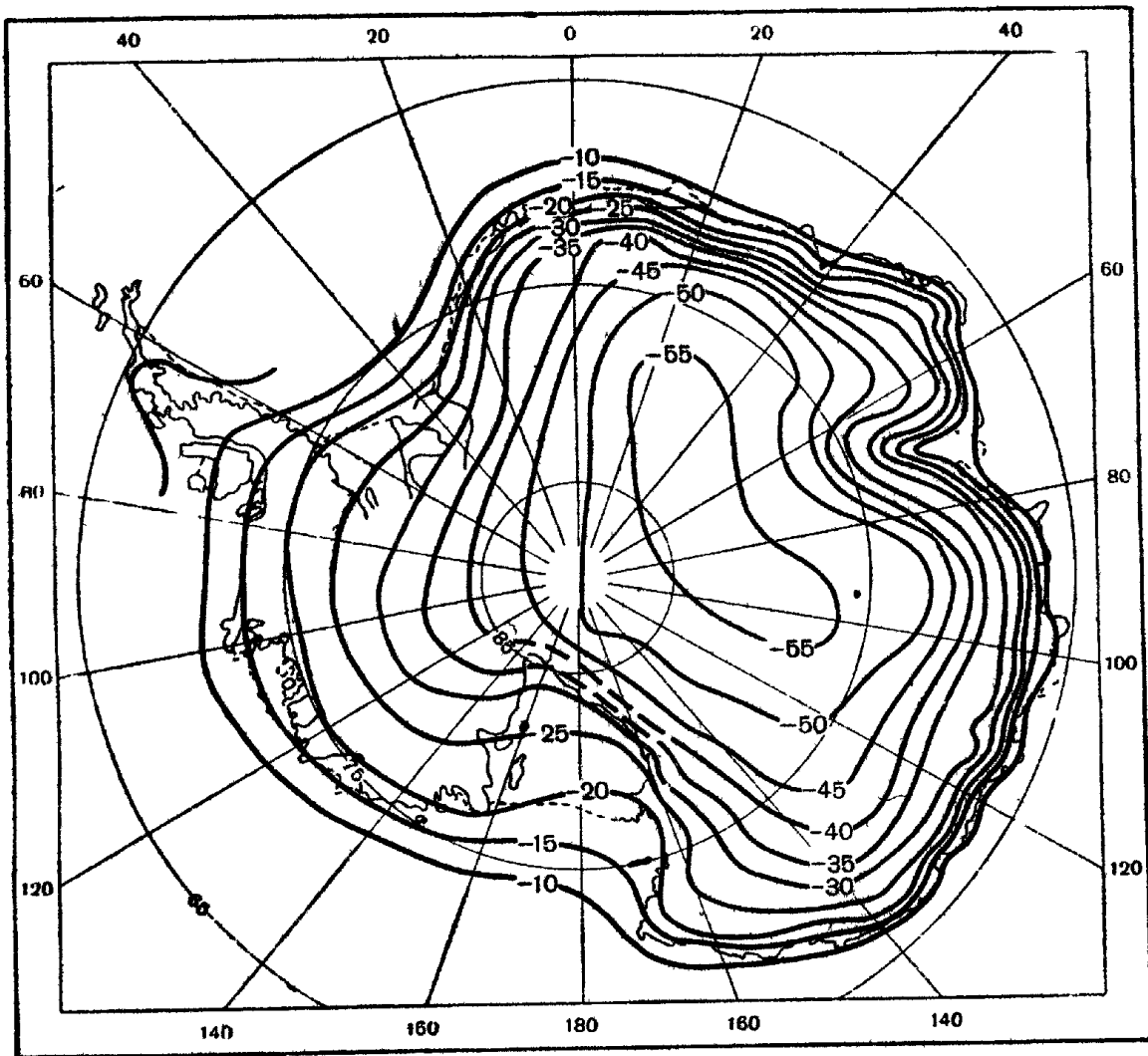


Рисунок 3.2 – Середньорічні ізотерми в Антарктиді

Як видно на рис. 3.2, середньорічна температура повітря в Антарктиді знижується від $-9 - 11^{\circ}\text{C}$ на побережжі, що розташоване на широті Полярного круга, до -57°C і нижче в центральних областях Антарктиди. Середньорічна ізотерма, рівна -50°C , охоплює всю центральну територію Східної Антарктиди, починаючи від широти $73-75^{\circ}$, і майже до Південного полюса, співпадаючи приблизно з ізогісою 3000 м. Центр цієї області з температурами нижче -55° розташовується між широтами $80-85^{\circ}$ і довготами $30-110^{\circ}$ на схід від Гринвіча, співпадаючи приблизно з

ізопісою 3500 м над р. м. У міру наближення до побережжя Східної Антарктиди і із збільшенням кута схилу ізотерми сильно згущуються.

В Західній Антарктиді унаслідок більш пологого схилу і значно менших висот над рівнем моря (за винятком гірських районів) річні ізотерми виявляються більш розрідженими. От чому середні річні температури на одних і тих же широтах в Східній Антарктиді виявляються набагато нижче, ніж в Західній. Так, наприклад, річна ізотерма -30° в Східній Антарктиді проходить по широті приблизно $65-67^{\circ}$, тоді як на Землі Елсуорта в Західній Антарктиді ця ж ізотерма проходить по широті приблизно 80° і навіть $83-84^{\circ}$ пд.ш [10].

Таким чином, температурний режим над Східною Антарктидою виявляється більш суворим, ніж над Західною. На одних і тих же широтах температури повітря у внутрішньоматерикових областях в Східній Антарктиді виявляються майже на 30° нижче, ніж в Західній.

Побережжя Антарктичних морів в Західній Антарктиді більш холодне, ніж в Східній. Найхолоднішими є південні береги морів Роса і Уедделла, розташовані на широтах $77-78^{\circ}$, де середня річна температура рівна $-29, -25^{\circ}\text{C}$. Східні береги цих морів на тих же широтах мають температуру на $3-5^{\circ}$ вище, ніж південні і західні ділянки побережжя. Така своєрідність температурного режиму має місце, як в Західній, так і в Східній Антарктиді і пояснюється особливими умовами циркуляції атмосфери біля її берегів, сприяючим утворенню стаціонарних баричних областей. Східні периферії кліматичних циклонів виявляються тут більш теплими, ніж західні, по яких відбувається винесення до моря охолодженого континентального повітря з материка. Температурний режим в Антарктиді, як ніде, залежить від повторюваності того або іншого напрямку вітру.

Для прибережних станцій найхолоднішими вітрами будуть вітри південної складової, повторюваність яких протягом року складає близько 60%, а для внутрішньоматерикових станцій – вітри стічного характеру, якого б напрямки вони не були.

Для ст. Восток, наприклад, розташованої на східному схилі обширного льодовикового хребта [10], найхолоднішими будуть вітри західних напрямів, повторюваність яких в році більше 70%, а для ст. Радянська, розташованої на схилі того ж хребта, найхолоднішими є вітри східних напрямів, що мають таку ж велику повторюваність. Оскільки в центральних областях Антарктиди стічні вітри переважають над циклонними, то і повторюваність вітрів з низькими температурами буде більше, ніж повторюваність вітрів з високими температурами. На

закінчення слід зупинитися на ролі радіаційного чинника у формуванні температурного режиму приземного шару повітря в Антарктиді.

Відомо, що вихолодження занесеного під час адвекції в глиб Антарктиди повітря відбуватиметься до тих пір, поки не наступить промениста рівновага, тобто поки довгохвильове випромінювання поверхні снігу і атмосфери не вирівняється і радіаційний баланс не буде рівний нулю.

Якщо врахувати при цьому, що радіаційне вихолодження самого повітря міняється дуже мало (як показав В. І. Шляхов, не більше ніж на 1° за 100–200 годину.) і ним можна знехтувати то, обчисливши довгохвильове випромінювання атмосфери (як залишковий член рівняння радіаційного балансу або за допомогою радіаційних номограм), можна визначити рахунок радіаційного t_q , а потім знайти і різницю, на яку знизиться первинна температура за рахунок вихолодження. Якщо прийняти, наприклад, середню місячну температуру повітря в серпні на ст. Восток, рівну -70°C , за адвективну температуру, а противипромінення атмосфери в тому ж місяці рівним $0,11-0,12$ кал/см² хв., то максимальне пониження температури за рахунок радіаційного вихолодження, буде рівним $-10\pm 2^\circ$.

Якщо врахувати, що в окремих випадках стік повітря на ст. Восток може відбуватися взимку при температурах, рівних -75° і нижче, то у разі його трансформації в районі станції мінімальна температура на поверхні снігу T_0 може впасти до -85° і нижче, що і мало місце взимку 1958 і 1960 рр.

Слід врахувати, що таке сильне вихолодження може відбуватися тільки в тому випадку, якщо відсутній вітер. Адвекція ж повітря при стоці і глибокій приземній інверсії збільшує турбулентний обмін, а, отже, і притока більш теплого повітря зверху вниз.

Не менша, а ще більша роль належить радіації і у формуванні температурного режиму Антарктиди в теплу пору року. Якщо в зимовий період температура повітря того або іншого пункту на побережжі або в глибині Антарктиди була пов'язана з напрямом вітру і адвекцією повітря, то влітку, як це буде показано нижче, температура повітря при будь-яких напрямках вітру на кожній станції мало міняється, оскільки вплив адвекції позначається трохи. Пояснюється це тим, що в теплий час на побережжі Антарктиди середні температури повітря встановлюються близькими до 0° . Оскільки ці температури мало відрізняються від температури морської поверхні, то адвекція повітря з моря влітку, на відміну від зимового періоду, звичайно не викликає істотного підвищення температури на

побережжі. Приблизно те ж спостерігається і при стоці повітря з глибини материка.

Як вже наголошувалося вище, горизонтальний температурний градієнт влітку унаслідок збільшення сумарної радіації з широтою виявляється близьким до 0° на 100 км. Вертикальний градієнт температури залишається близьким до 1° на 100 м.

Над центральними областями Антарктиди, що мають висоту 3000 м і більш, влітку встановлюється обширна зона з температурами близько -30°C .

При вітрі південних напрямів стікаючий по льодовиковому схилу повітря, адиабатично нагріваючись, досягнувши побережжя, знову-таки матиме температуру, близьку до тієї, яка тут була до стоку, тобто біля 0°C [10].

Слід врахувати, що таке сильне вихолодження може відбуватися тільки в тому випадку, якщо відсутній вітер. Адвекція ж повітря при стоці і глибокій приземній інверсії збільшує турбулентний обмін, а отже, і притока більш теплого повітря зверху вниз.

Граничні температури повітря (мінімальні і максимальні) в Антарктиді відрізняються тими ж особливостями, що середні температури. Середньодобова мінливість граничних температур, так само як і середніх температур в зимовий час всіх районах Антарктиди, досягає $\pm 6-8^\circ\text{C}$, а в літній час – в середньому $\pm 2-3^\circ\text{C}$.

Найвищі середні річні мінімуми температури повітря спостерігаються на побережжі Антарктиди, розташуваних поблизу Полярного круга, де вони складають близько $-12, -13^\circ\text{C}$ на ділянках, вільних від льоду і снігу, і близько -15°C решті побережжя.

Із збільшенням широти середньорічні мінімальні температури повітря на побережжі знижуються це до -30°C (ст. Літл-Америка). Аналогічна картина спостерігається і з середньорічними максимальними температурами, які складають $-6 - -8^\circ\text{C}$ на широті Полярного круга і $-14 - -20^\circ\text{C}$ на широтах $77-78^\circ$.

Як і середні місячні температури повітря, граничні температури істотно залежать від місцезнаходження станції і на одній і тій же широті і висоті над рівнем моря навіть середньому за рік можуть відрізнятися на 7°C (ст. Літл-Америка г Мак-Мердо) [10].

На льодовиковому схилі середньорічні значення мінімальної температури знижуються в Східній Антарктиді до $-40 - -50^\circ\text{C}$, а в центральних областях Антарктиди – до $-58 - -60^\circ\text{C}$. Середньорічні максимальні температури повітря відповідно складають на льодовиковому схилі $-35 - -45^\circ$, а в центральних областях Антарктиди $-48 - -52^\circ\text{C}$.

Цікаво відзначити, що середньорічні граничні температури повітря, так само як і усереднені за рік середні температури повітря на всіх внутрішньоматерикових станціях Антарктиди, співпадають з точністю до 1° із значеннями граничних і середніх температур повітря в березні, які, виявляється, вельми близько характеризують середньорічний режим температури повітря в глибині Антарктиди. Виключення складає лише район Південного полюса, де температура повітря в березні нижче за середньорічну температуру майже на 5°C .

Середні і граничні температури повітря в значній мірі залежать від місцевих умов. Так, наприклад, на чотирьох прибережних станціях (Мирний, Оазис, Гаус і Мис Денісон), що лежать майже на одній широті, середньорічні значення граничних температур близькі між собою, тоді як в окремі сезони (взимку) вони розрізняються на 3–5 і навіть 10° . Особливо великий вплив місцевих умов на річний хід різниць між граничними температурами, що характеризують, як відомо, мінливість температур в даному районі.

На прибережних станціях, що знаходяться зовні зони стічних вітрів, мінливість температур влітку і взимку розрізняється в 1,5–2 рази (від $4\text{--}6^{\circ}\text{C}$ літом до $8\text{--}10^{\circ}\text{C}$ зимою). На ділянках побережжя, де стічні вітри сприяють нагріванню повітря, мінливість температури залишається приблизно однаковою протягом всього року. Деяке збільшення різниць між граничними температурами спостерігається лише в перехідні сезони, коли стічні вітри бувають найменш сильними, а вихолодження підстилаючої поверхні залишається великим [10].

У внутрішніх областях Антарктиди, навпаки, найбільші різниці між середніми граничними температурами спостерігаються в літній час, коли на температурний режим сильно впливають радіаційні чинники, і якнайменші різниці – в зимовий період.

Майже на всіх внутрішньоматерикових станціях мінливість середньомісячних температур в зимовий період в два і навіть три рази менше ніж в літній період.

Абсолютні значення граничних температур повітря визначаються тими ж умовами, що і середні температури. Вони мають добре виражену зональну і річний хід, залежний від місцевих умов.

На побережжі, розташованому в більш високих широтах (Мак-Мердо – Літл-Америка), абсолютні мінімуми температури повітря можуть досягати -60°C і нижче. На схилі льодовикового плато вже на широті $70\text{--}72^{\circ}\text{C}$ абсолютні мінімуми температур досягають $-67\text{--}-72^{\circ}\text{C}$, а в центральних областях Антарктиди (ст. Схід) взимку 1960 р. зареєстрований абсолютний мінімум температури, рівний $-88,3^{\circ}\text{C}$.

Абсолютні максимуми температур повітря на побережжі Антарктиди в літні місяці ледве досягають 5–6°C і лише у фазисах вони підвищуються до 8–12°C. Взимку ж унаслідок впливу циклонної діяльності максимальні температури повітря навіть на ст. Літл-Америка можуть наближатися до 0°C, а на широті Полярного круга досягають навіть літніх значень 2–4°C тепла.

На льодовиковому схилі абсолютні максимуми температури повітря у великій мірі залежать від його висоти, ст. Берд, де висота схилу близько 1500 м, в грудні 1958 р. зареєстрований абсолютний максимум близько –3°. На ст. Піонерська, де висота схилу 2700 м, абсолютний максимум температури не підіймався вище –13°C. В центральних районах Антарктиди абсолютний максимум температури на великих просторах складає -19 – -22°C.

Температурний режим сніжного покриву у верхньому шарі в різних зонах Антарктиди формується по-різному.

Більш глибокі шари снігу одержують тепло від розташованих під ними або рядом, з ними океанічних вод. В глибині Антарктиди такої картини вже не спостерігається. Хоча тут взимку середні температури у верхньому шарі сніжного покриву і ростуть з глибиною, в середньому ж за рік вони на кожній з глибин виявляються близькими до середньорічної температури повітря. Дуже цікаво розподіляються по глибинах середньомісячні температури снігу в літні і перехідні місяці. Завдяки освіті весною на поверхні-сніги радіаційної кірки температуропровідність снігу у поверхні і на глибині різко порушується. Створюється поширене явище вентильного ефекту, як це спостерігається, наприклад, в ґрунті, покритій мульчеплівкою або висушеною надґрунтовою кіркою. Радіаційне тепло, що пройшло під крижану кірку, швидко вийти назад вже не може і акумулюється під нею.

Завдяки вентильному ефекту найвищі температури в снігу виявляються не на поверхні, а на глибині близько 10–12 см. З такою акумуляцією сонячного тепла під поверхнею снігу в глибині Антарктиди були зв'язані, мабуть, два явища: швидке і глибоке прогрівання снігу за період короткого Антарктичного літа і явище вечірнього марева над снігом. Цим же можна пояснити зростання сніжних кристалів і збільшення снігонакопичення в літній час, не дивлячись на зменшення кількості опадів [56]. Детальні спостереження над температурою сніжного покриву у верхньому шарі показали, що добові коливання температури в снігу розповсюджуються зазвичай до глибини 50 см.

Річні коливання температури в снігу проникають до глибини 16 м, де річна амплітуда близька до 0°. Річна амплітуда складає на глибині 8 м –1°, 4 м - -4°, 2 м – -10°, 1 м – -20° і на 0,5 м – -35°C.

Середньорічна температура снігу майже на всіх глибинах (від 1 до 16м) залишається приблизно однаковою (-38 – -39°C). Вимірювання температури сніжного покриву, проведені в Антарктиді радянськими ученими, показали, що і на глибинах, перевищуючих 15 м, температури не підвищуються, а поступово падають в середньому на 1° на 90м глибини [10].

Таке падіння температури було викликано, мабуть, притокою холоду з більш південних районів, де температури на тих же глибинах значно нижче, ніж на ст. Піонерська. З яких глибин починається підвищення температури снігу і льоду, поки що не встановлено.

3.4 Атмосферний тиск. Річний хід величин тиску над водяними просторами і материковою частиною. Екстремальні величини

Дані систематичних експедиційних спостережень дозволили метеорологам, як вже указувалося вище, не тільки встановити наявність пояса низького тиску навкруги Антарктиди, але і намітити усередині цього пояса ряд баричних областей високого і низького тиску (кліматичних циклонів і гребенів високого тиску), що чергуються між собою.

В якому б баричному утворенні (кліматичному циклоні або антициклоні) не розташовувалася прибережна станція, середні місячні величини тиску на ній виявляються набагато нижче за середньомісячні величини тиску на розташованих станціях, наприклад, в зоні Ісландського або алеутського мінімуму.

Як видно з рис. 3.3 і 3.4, від основного напрямку руху циклонів відділяються відгалуження у бік Антарктиди, які співпадають з областями кліматичних циклонів.

Таким чином, пояс низького тиску навкруги Антарктиди виявляється єдиною зоною, де середні значення атмосферного тиску на рівні моря є найнижчими на земній кулі. Всі інші зони зниженого тиску на землі (екваторіальна зона і області низького тиску на південь від Ісландії і Аляски) мають більш високий тиск, ніж Субантарктична зона. В середньому за рік атмосферний тиск у побережжя Антарктиди рівно 980–990 мб, тоді як в екваторіальній зоні воно складає близько 1010 мб, а в центрі Ісландського мінімуму – близько 1000 мб [10].

Найнижчі величини тиску в Субантарктичній зоні відмічались рівними 940–945 мб, а найвищі – 1020–1030 мб. Таким чином, амплітуда коливань тиску в цій зоні досягає майже 100 мб.

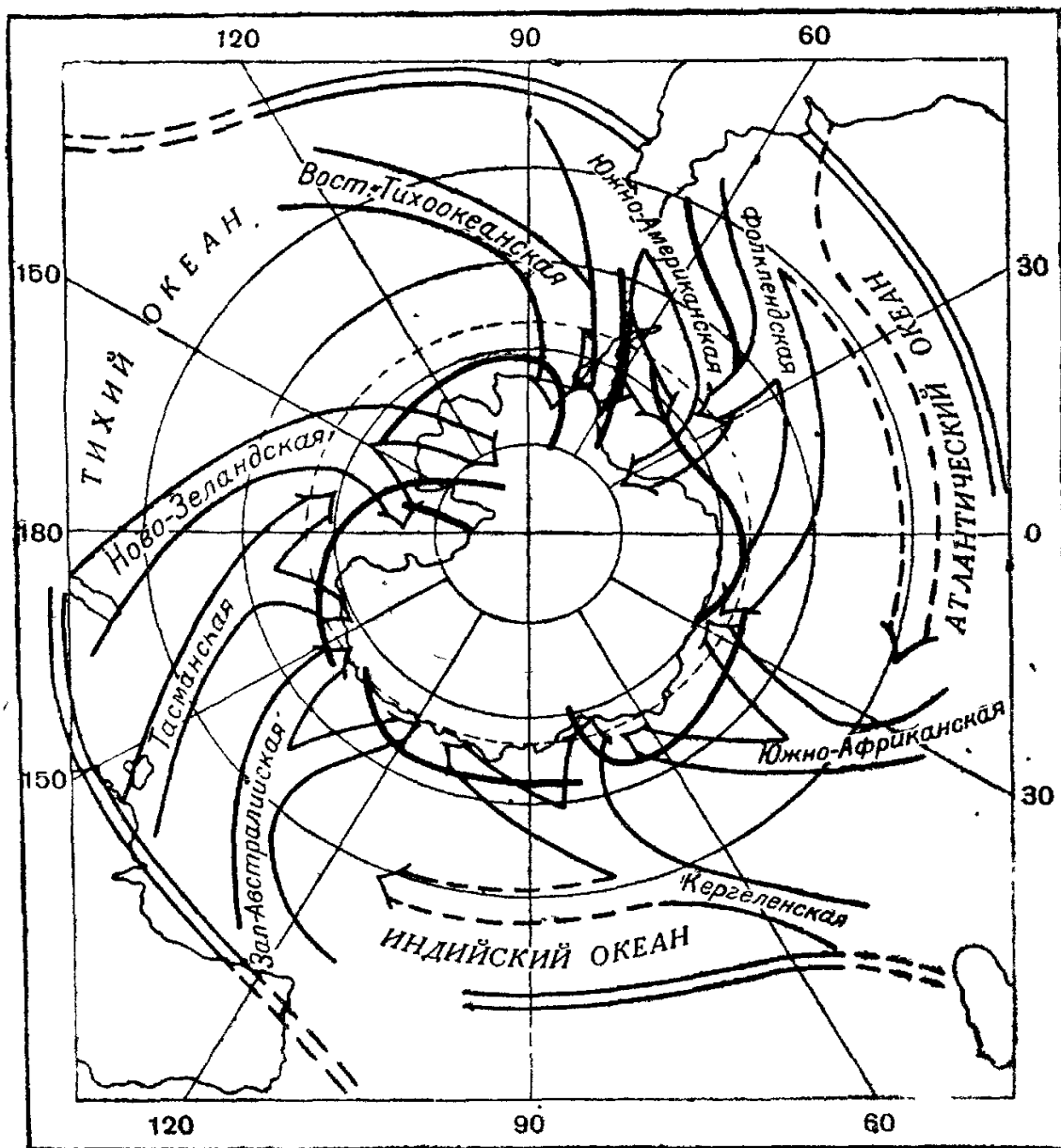


Рисунок 3.3 – Шляхи переміщення циклонів (зимовий період) в Антарктиці (по П.Д. Астапенко)

Тиск у побережжя Антарктиди на всіх станціях має виразно виражений річний хід з двома максимумами (взимку і влітку) і двома

зв'язаними мінімумами (в перехідні місяці), мабуть, з характером загальної циркуляції над Антарктидою, оскільки саме в перехідні сезони на широтах 55—70°С спостерігається найбільша повторюваність циклонічної діяльності (рис. 3.5) [9, 10].

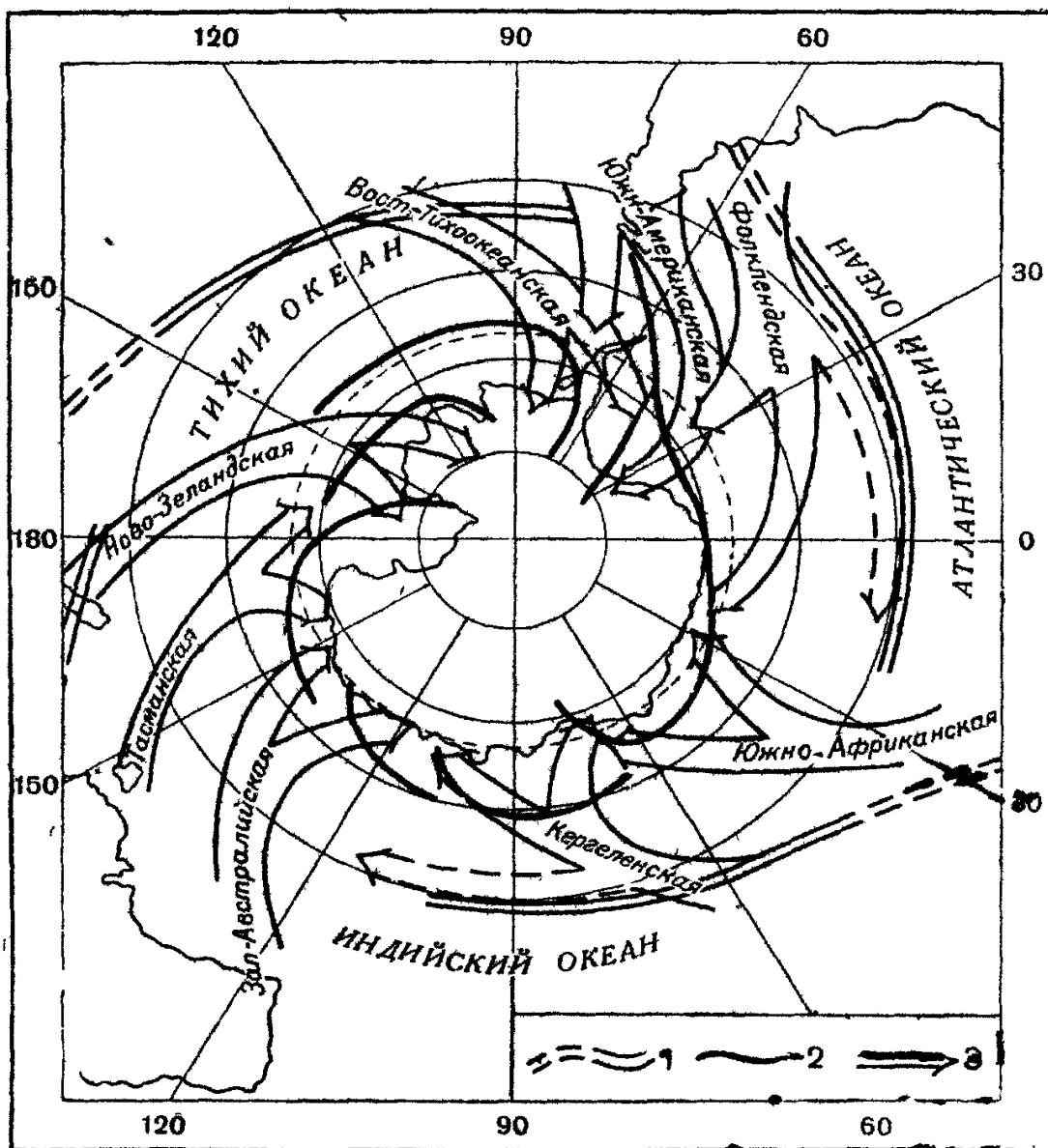


Рисунок 3.4 – Шляхи переміщення циклонів (літній період) в Антарктиці (по П.Д. Астапенко):
 1 – полярний фронт;
 2 – Антарктичний фронт;
 3 – меридіональні траєкторії циклонів.

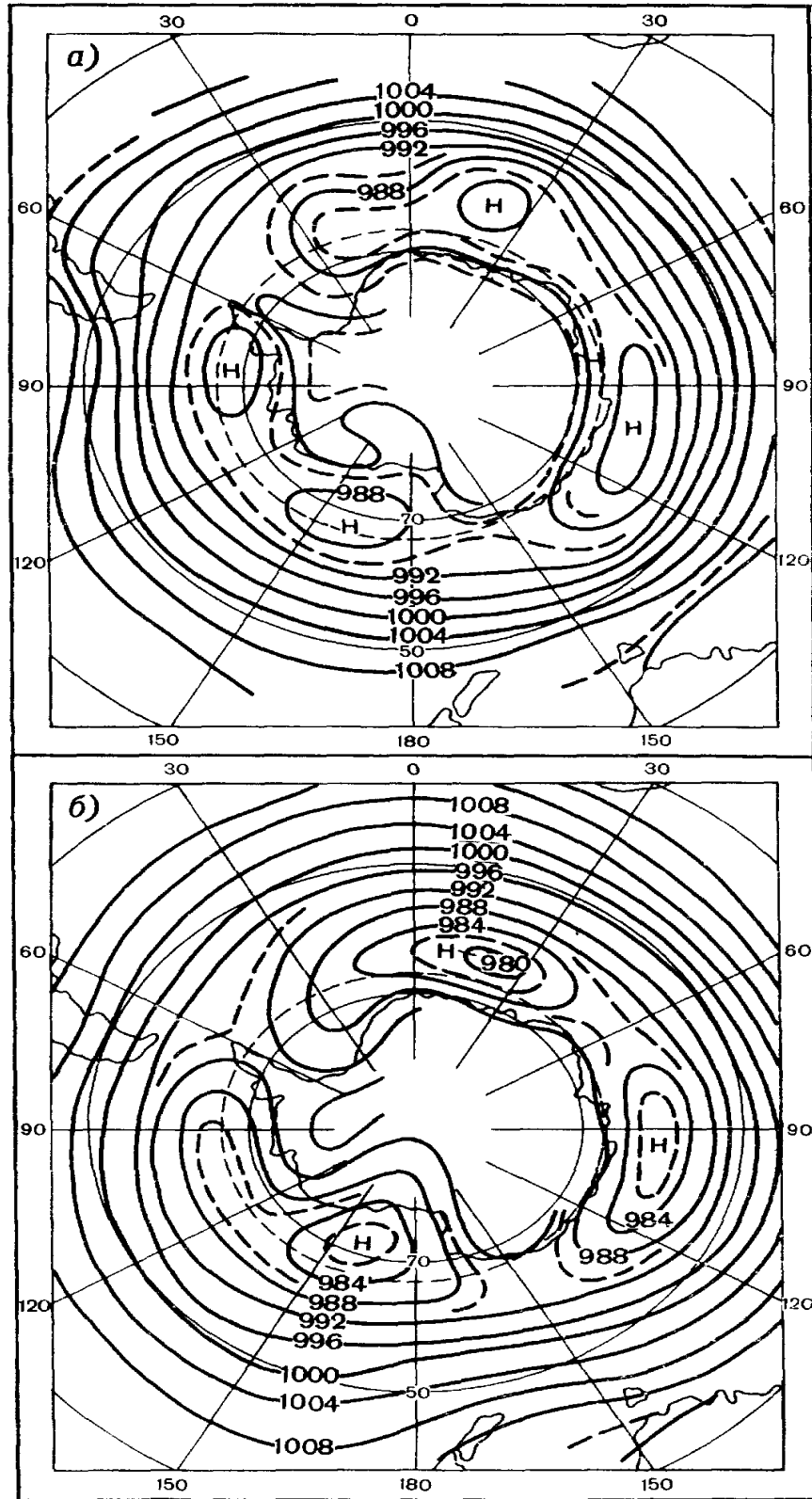


Рисунок 3.5 – Середній тиск на рівні моря в січні (а) і липні (б)

Однією з характерних особливостей атмосферного тиску в прибережній зоні є порівняно слабкий його зв'язок з іншими елементами погоди. Майже всіма експедиціями, що зимували на побережжі Антарктиди, наголошувалося, що, у той час коли всі ознаки погоди свідчать про наближення циклону, тиск повітря на станції при цьому не тільки не падає, а часом навіть підвищується.

Середній тиск у поверхні землі в Східній Антарктиді менше 700мб, а над самими піднесеними частинами центрального плато навіть менше 600мб. Тому першим стандартним рівнем тиску, який може представляти вільну атмосферу всього материка, є рівень 500мб (рис. 3.6). Точніше кажучи, саме в Західній Антарктиді часто зустрічаються адвекція теплого повітря і позитивні вертикальні рухи, про що свідчить аналіз вертикального градієнта температури.

Протилежні умови – холодна адвекція і осідання – переважають в Східній Антарктиді, зокрема в секторі між 120 і 170° сх.д. Наприклад, в широтному поясі 75–80° пд.ш. на рівні 200мб, в Елсуерте (77,7° пд.ш.) і Халлі-бей (75,5° пд. ш.) в зимові місяці температура нижче, ніж на ст. Літл-Америка (78,3° пд. ш.) і навіть на ст. Берд (80° пд. ш.).

В дещо спрощеному вигляді 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 Уедделла вони поволі опускаються і 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 циклонним, а вище 20км переходить в теплий антициклонний вихор в літні місяці. Річна крива середнього тиску між 40 і 50° пд.ш. має два максимуми протягом місяців рівнодення, тоді як в полярних районах біля 70° пд.ш. максимуми з'являються під час сонцестояння [10].

Це приводить до помітного піврічного коливання меридіонального градієнта тиску (Schwerdtfeger and Prohaska, 1955, 1956; Nofmeyr, 1957; Schwerdtfeger, 1960, 1962).

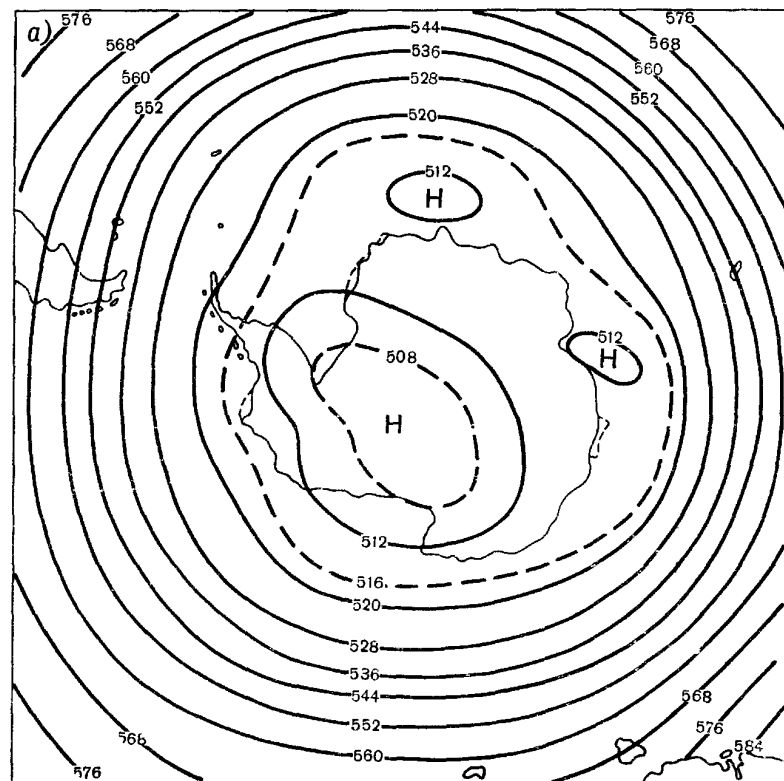
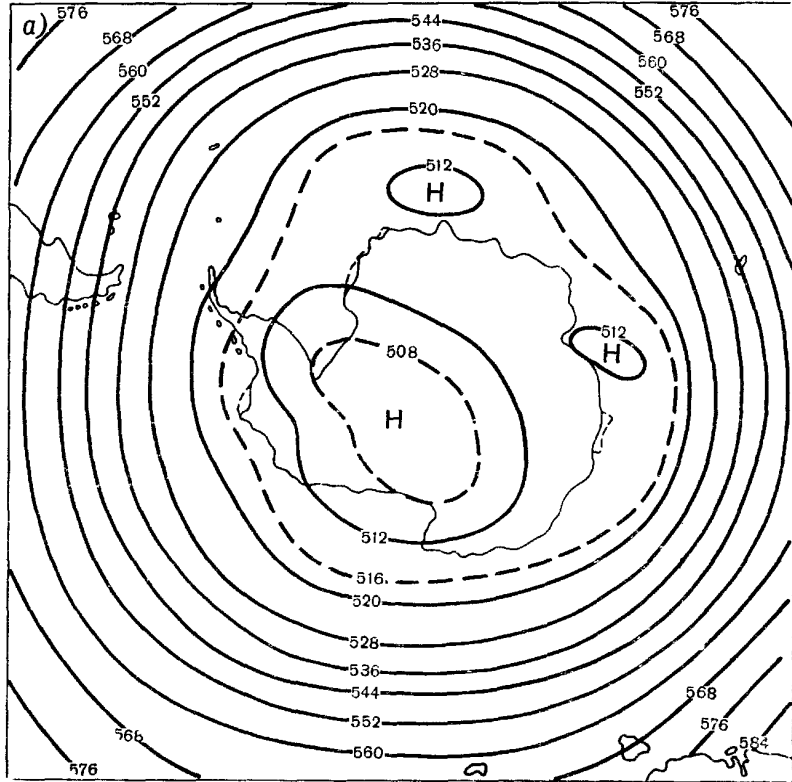


Рисунок 3.6 – Середня висота поверхні 500 мб в січні (а) і липні (б)

3.5 Вітер. Шторми й урагани. Фени. Стокові вітри в Антарктиді. Заметілі та горизонтальне перенесення снігу

Тільки для одного сектора, а саме для району на південь від мису Сурма, існує відповідаючий вимогам статистичний ряд безпосередніх спостережень за приземним вітром, що проводяться з судів у високих південних широтах в різний час роки. Ці дані, засновані на 77 000 спостережень, проведених між 55 і 60° пд.ш., наочно підтверджують осінні і весняні максимуми складової західного вітру, тобто штормів «рівнодення» по прикметі старих моряків (Schwerdtleger, 1962).

Це піврічне коливання інтенсивності навколополярних західних вітрів не обмежується приземним шаром, воно задоволено виразно помітно на рівні 500мб і характеризує атмосферний потік в стратосфері. Це явище, поза сумнівом, було пов'язано з тропосферним меридіональним температурним градієнтом, викликаним нерівномірним нагріванням.

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 важливої при розгляді проблеми збереження стійкості Антарктичного крижаного купола протягом багатьох сторіч. Немає сумніву в тому, що вітри над плато є досить малоефективним засобом перенесення вниз по схилу холодного повітря і завірюх (рис. 3.7).

Якби істинні стічні вітри були частим явищем у внутрішньоматериковій області, то крижаний купол не сформувався б і, найголовніше, не був би таким постійним. Переважаюче приземне поле вітру, обумовлене існуванням інверсії схилу і, звичайно, сили Коріоліса, повинне розглядатися як необхідний елемент існування крижаного купола [10].

Поза сумнівом, що завдяки приземному тертю складова вітру в нижніх шарах направлена вниз по схилу. Але перенесення снігу, викликане цієї щодо слабкої складової, незначне, так що може зберігатися приблизна рівновага з такою ж невеликою кількістю опадів, що випадають на плато. Незначні позитивні або негативні відхилення, очевидно, можливі в місцевому масштабі залежно від частоти, інтенсивності і траєкторії циклонних обурень.

Значення терміну «стічний вітер», що використовується в метеорології, носить дещо двозначний характер. В метеорологічному

словнику (Huschke (Editor). Glossary of Meteorology, 1959) дається два визначення:

- 1) будь-який вітер, що дме вниз по схилу
- 2) гравітаційний вітер, тобто вітер, направлений вниз по схилу і викликається відмінністю в густині повітря на схилі і на горизонтальній поверхні.

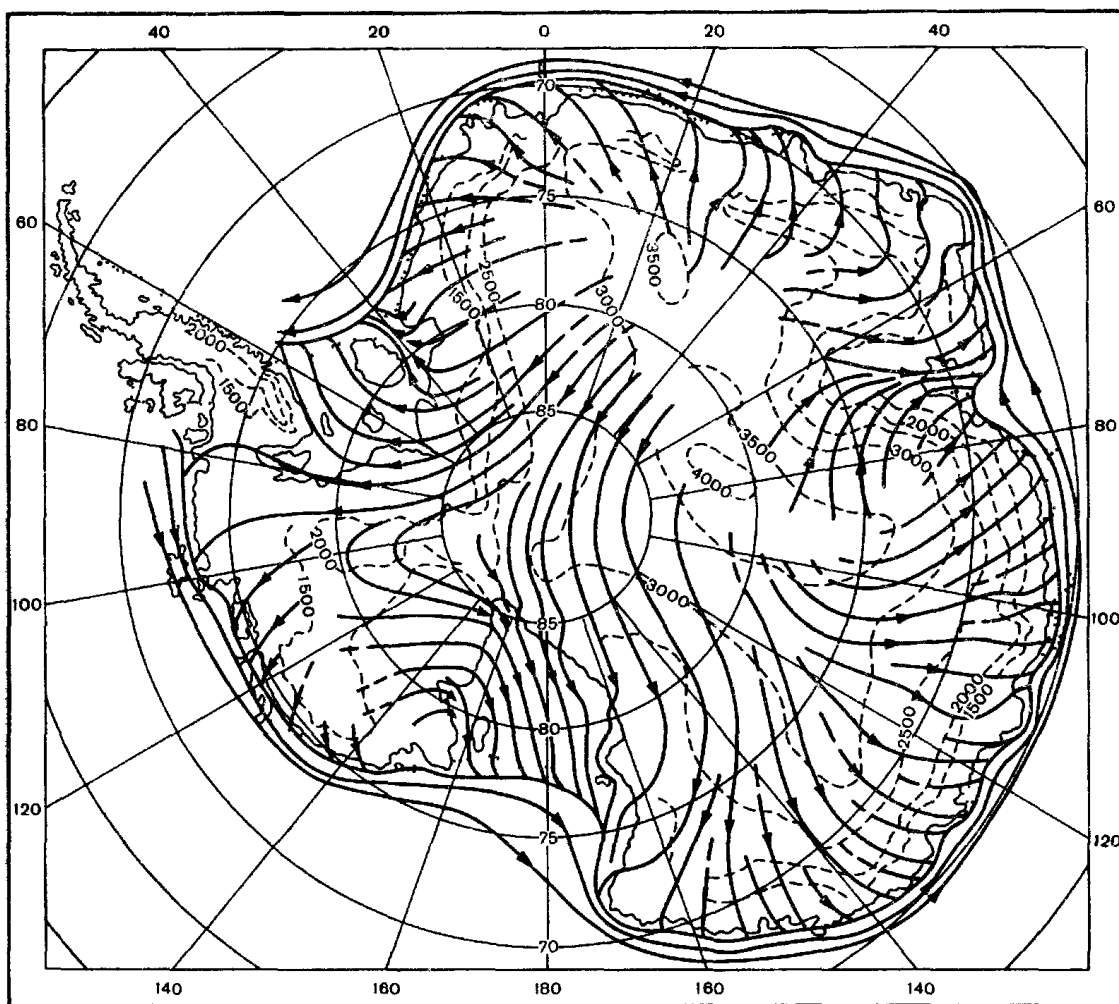


Рисунок 3.7 – Середня складена характеристика приземного вітру по переважачій повторюваності вітрів на станціях і під час переходів, за даними Досвідчена і Міллера, 1967г.

Виходячи з першого визначення, можна виділити три різні типи вітру, що характеризуються великою постійністю напрямку.

Вітри, які дмуть з відносно невеликою зміною швидкості протягом тижнів або місяців над обширними крижаними або сніжними полями, що

мають невеликий ухил, і не викликають штормових вітрів. Різні спостереження свідчать про те, що на відстані декількох кілометрів від берега поле різко змінюється, якщо спостерігається «істинний стічний вітер», а приземне поле тиску не сприяє розповсюдженню потоку. За словами Дж. К. Девіса, капітана «Аврори» (Мо «Будинок завірюх», 1915), на відстані трьох миль від берега пориви вітру йому вже не загрожували (Kidson, 1946).

Обширні дослідження, проведені метеорологами радянської Антарктичної експедиції в 1956 р. в районі ст. Мирний, і тимчасові спостереження на різних рухомих станціях схилі, біля його підніжжя і на морському льоду на відстані 14 км від берега були представлено в роботах Таубера (Tauber, 1960) і Русина (Русин, 1961). Такі ж спостереження в районі ст. Моусон даються в роботах Шоу (Shaw, 1957) і Уеллера (Weller, 1969).

В смузі, паралельній побережжю, в якій сила стоку штормових вітрів слабшає, повинна існувати добре виражена конвергенція і направлене вгору рух повітряного потоку.

Це приводить до появи майже вертикальних масивів хмар і низової завірюхи, які спостерігалися з судів, що знаходяться далеко від берега.

І ще одне загадкове явище, що спостерігалось на ст. Моусон, – це Антарктичні смерчі, могутні вихори, з вертикальною віссю і діаметром від декількох ярдів до сотні ярдів, які нагадують вихори заповненої бурі. Ці Антарктичні смерчі з'являються в приземному шарі, коли стічний штормовий вітер тимчасово припиняє дуги у напрямку до підніжжя схилів морів [10].

Сніжні завірюхи (блізарди) – сильні штормові вітру, що несуть сніг, піднятий з поверхні Землі або випадаючий з хмар, а іноді і той і інший одночасно, природно є ознаками характерної синоптичної ситуації участі стічного потоку. Вони, по суті, не відрізняються від зимових бурнів в деяких холодних континентальних районах північної півкулі. Причиною малої вивченості цієї масштабної погодної ситуації в Антарктиці явилось те, що станції, передаючи дані про погоду, розташовані на великій відстані одна від одної, що робить неможливим поводити синоптичний аналіз. Проте, синоптичне дослідження сніжних завірюх, проведене Альваресом і Ліске (Alvarez, Lieske, 1960) в період МГР, коли на ст. Літл-Америка V працював Міжнародний Антарктичний центр синоптичного аналізу, є вельми корисним.

Великий інтерес, з погляду безпеки роботи судів і літаків, представляють відомості про те, на яку відстань від берега розповсюджуються екстремальні умови стічних вітрів.

Середні величини параметрів вологості були приведені в кліматичних таблицях, на жаль, несистематичних. Вони були відрекомендовані зі всіма необхідними обмовками, вважаючи на нелінійність зв'язку між температурою і тиском насиченої пари, величини «середньої відносної вологості» і «середньої точки роси», вітру на станціях Мак-Мердо, Літл-Америка і Берд. Відмінною рисою в цьому випадку з'явилися протяжність і інтенсивність направленої до полюса адвекції теплого вологого повітря, внаслідок чого температура на ст. Літл-Америка підвищилась до -1°C (багаторічна середня температура в травні $-31,3^{\circ}\text{C}$), на ст. Берд – до -8°C ($-33,1^{\circ}\text{C}$), а на ст. Південний Полюс, де за чотири дні до цього температура була -73°C , до -34°C ($-57,4^{\circ}\text{C}$). По повідомленню, що поступив із ст. Берд, температура на рівні 700 мб була -10°C , а в Хобарте (Тасманія), розташованому на 37° пд. ш., ближче до екватора: -9°C [7, 10].

3.6 Характеристики вологості полярного повітря. Опади. Види атмосферних опадів, інтенсивність і повторюваність.

Вологість повітря в Антарктиді має добре виражену зональність.

Центральні області Антарктиди, будучи областями вічного морозу і абсолютним полюсом холоду на Землі, одночасно є і полюсом найнижчої на земній кулі абсолютної вологості і пружності водяної пари. Середня річна пружність водяної пари, за даними дворічних спостережень на ст. Восток, складає всього лише 0,072 мб.

Вимірювання відносної вологості повітря при низьких температурах в природних умовах до теперішнього часу важко здійснити. Під час Антарктичних експедицій для масових вимірювань відносної вологості використовувалися звичайні волосяні гігрометри і гігрографи із спеціально обробленим волосом або тваринною плівкою. Перевідні графіки для цих приладів будувалися за даними спостережень в Мирному, після чого вони перекидалися на внутрішньоматерикові станції на літаку. Після приблизно піврічної або річної експлуатації такий гігрометр звичайно повертався для контрольної перевірки. Крім цього, під час деяких спостережень вологість виявляється більше 80% (ст. Лазарев). На побережжі Східної Антарктиди унаслідок яскраво вираженого адіабатичного ефекту навіть в середньому за рік відносна вологість складає 65–70%, а в окремі місяці опускається нижче 60%. Особливо сухими ділянками побережжя є Антарктичні оазиси, де середньорічна відносна вологість близька до 55%, тобто є більш низькою, ніж середньорічна вологість в пустелях Середньої Азії. В окремі місяці середні значення відносної вологості опускаються до 45% [7, 10].

Відносна вологість в глибині Антарктиди усюди виявляється більше 70%.

Значні зміни відносної вологості, пов'язані з висушуванням повітря при стоці, простежуються аж до ст. Восток-1. Межі коливання відносної вологості на побережжі Східної Антарктиди і в Арктичних оазисах можуть досягати 40–50% протягом декількох хвилин. На побережжі Західної Антарктиди і в глибині материка межі коливань відносної вологості невеликі. Так, на ст. Мирний, схильної дії стоку, відносна вологість протягом всього року може коливатися у великих межах. В середньому 3–7 днів в місяці (70 днів в році) відносна вологість опускається нижче 50%. Мінімальні значення відносної вологості в кожний з місяців можуть досягати 25–45%. В деякі роки число днів, коли відносна вологість падає нижче 30%, досягає 15–20 в місяць, а протягом року – 120 (1956г.).

Число днів з високою відотною вологістю (>80% за спостереженнями о 13 годині) в Мирному складає в середньому близько 50 за рік; вологості, близькі до 100%, спостерігаються як виняток [7, 10].

На станціях, що знаходяться зовні зони стоку, якщо вони не є вільними від льоду і снігу ділянками, де повітря ще більш сухе, відносна вологість коливається протягом року мало і звичайно не опускається нижче 70%, прикладом чого можуть служити спостереження ст. «Гаус».

На прибережних станціях Західної Антарктиди, що знаходяться в зоні стоку, наприклад, на ст. Лазарев, відносна важливість коливається в порівняно невеликих межах, так сак завдяки високій загальній відноській вологості в цих районах висушуюча дія стічних вітрів тут позначається менше. Мінімум відносної вологості на ст. Лазарев не опускається нижче 50%, а число днів з високою відотною вологістю (>80% за спостереженнями о 13 годині) в порівнянні із ст. Мирний збільшується більш ніж в два рази і складає близько 160 в рік. На льодовиковому схилі (ст. Піонерська) мінімум відносної вологості також не опускається нижче 50%, а максимум звичайно не підіймається вище 90%. Число днів з вологістю більше 80% складає близько 90–95 в рік. Далі в глибині материка коливання відносної вологості протягом року відбуваються в межах 15–20% (відносна вологість рівна 70–85%) [7, 10].

Річний хід відносної вологості в Антарктиді звичайно слабо виражений, за винятком станцій, розташованих на відкритих від льоду і снігу ділянках суші. На більшості берегових станцій, що знаходяться зовні зони стоку, деяке підвищення відносної вологості спостерігається взимку, а пониження – в перехідні місяці і влітку. На берегових станціях, розташованих в зоні стоку, річний хід вологості звичайно не був абсолютно пов'язаний з ходом температури повітря.

На деяких берегових станціях можуть спостерігатися два максимуми (в середині зими і влітку) і два мінімуми (весною і восени). Такий хід особливо добре став виражений в роки з переважанням антициклонального режиму погоди і стічних вітрів. На інших станціях у зв'язку з переважанням стічних вітрів взимку спостерігається навіть мінімум відносної вологості.

В Антарктичних оазисах річний хід відносної вологості слідує за річним ходом температури і має один максимум (взимку) і один мінімум (влітку).

На внутрішньоматерикових станціях максимум відносної вологості є зворотним річному ходу температури. Максимум відносної вологості спостерігається в літні місяці, коли слабшає стік повітря і має місце випаровування з снігу, а мінімум – взимку, коли стік найбільш розвинений.

На відміну від невеликих періодичних коливань відносної вологості, неперіодичні коливання її в Антарктиді були виражені дуже різко. Вони звичайно були пов'язані з феновими явищами або викликані дією стоку повітря.

Пружність водяної пари і пов'язана з нею абсолютна вологість повітря над Антарктидою є найнижчою на земній кулі.

Середньорічні значення пружності водяної пари на побережжі складають 1,5–2,5 мб; виняток становлять окремі ділянки побережжя Західної Антарктиди, де значення пружності досягають 4,5 мб. Абсолютний максимум пружності водяної пари на побережжі Східної Антарктиди не перевищує 7–7,5 мб [7, 10].

У міру віддалення в глибину материка і пониження середніх місячних температур повітря, середні місячні значення пружності водяної пари швидко убувають і в центральних областях Антарктиди взимку складають лише тисячні частки мілібара.

Середні місячні значення пружності водяної пари в Антарктиді, включаючи найбільш північну її частину – Землю Грейама, навіть в літні місяці не досягають 6 мб. На побережжі Східної Антарктиди середні місячні її значення влітку не бувають більше 5 мб.

В глибині Антарктиди середньорічні значення пружності водяної пари у багато разів менше ніж на побережжі. Так, наприклад, середньорічна пружність водяної пари на ст. Піонерську складають близько 0,3 мб, тобто майже в 7 разів менше ніж на побережжі. На ст. Восток середньорічна пружність водяної пари рівна всього лише близько 0,07 мб, тобто в 30 разів менше ніж на побережжі. В зимові місяці пружність водяної пари тут знижується до 0,002–0,001 мб і нижче.

Проте, не дивлячись на те, що в центральних районах Антарктиди пружність водяної пари нижче за 0,01 мб спостерігається в течію приблизно 8 зимових місяців, як буде показано нижче, безперервний потік водяної пари зверху вниз і сублімація його поблизу сніжної поверхні створюють сприятливі умови для випадання тут значної кількості опадів. Менша частина цих опадів випадає на поверхню снігу і залишається на місці, збільшуючи висоту сніжного покриву, а велика частина, рухаючись разом із стоком, виноситься звідси і осідає в більш північних районах або навіть досягає побережжя.

Вимірювання опадів за допомогою дощомірів, снігомірів, вагових вимірників і інших колекторів є досить безнадійним заходом протягом більшої частини року майже на всій території материка. Тільки в прибережних районах зрідка спостерігається випадання рідких опадів. Отже, в Антарктиці основну увагу надається визначенню накопичення опадів, а не обліку їх випадання. Це особливо прийнятне для вивчення однієї з найцікавіших проблем сьомого континенту – балансу маси льодовикового щита. Поза сумнівом, для цілей синоптичної метеорології кількість опадів, що випали в результаті якого-небудь атмосферного процесу, представлялася б бажанішою, але це залишається заповітною метою. Повне накопичення повинне розумітися як кінцевий результат випадання самих твердих опадів, випаровування, утворення інею при негативній сублімації, званій точніше осадженням і ефектів завірюхи [7, 10].

Для внутрішньоматерикової області ці умови можна оцінити порівняно легко. Одноманітність обширної сніжної поверхні і майже повна відсутність штормових вітрів дає можливість припустити, що зміни накопичення, викликані адвекцією, повинні бути невеликими.

Випаровування було підраховано виходячи з величини 1 мм/міс або менш для двох літніх місяців (грудень, січень) і з ще меншої величини в перехідні місяці і практично рівної нулю в зимовий період (Loewe, 1962). Навіть протягом двох літніх місяців висота сонця Риса, альbedo сніжної поверхні дуже велике і, найголовніше, повітря біля поверхні близьке до насичення щодо льоду. Фактично слід зробити висновок, що протягом восьми місяців (з березня по жовтень) «нормальні умови» і ті, що часто повторюються на плато характеризуються збільшенням тиску пари з висотою в шарі могутньої приземної інверсії. Обґрунтування цього явища (за відсутності надійних вимірювань) полягає в наступному: тиск насиченого щодо льоду пари при дуже низьких температурах, спостережуваних на поверхні і біля неї, є тільки невеликою часткою тиску при більш високих температурах на верхній межі інверсії.

В безхмарний день на плато температура в ізотермічному шарі над інверсією складає приблизно $-40 - -45^{\circ}\text{C}$ з відносно невеликими коливаннями від дня до дня; пружність пари відповідно рівна $0,03 - 0,1$ мб. За наявності приземної інверсії, рівної приблизно $20 - 25^{\circ}\text{C}$, витікає, що збільшення змісту вологи в повітрі з висотою повинне бути частим явищем, навіть якщо буває деяке перенасичення (щодо льоду) в приземному шарі. За таких умов повинне існувати направлене вниз вертикальне перенесення водяної пари за допомогою турбулентної дифузії (слабкої, але не рівної нулю в дуже стійкому шарі із значним зсувом вітру), а також за допомогою повільного (стійкого) опускання, обумовленого слабкою дивергенцією приземного вітру переважаючого напрямку над центральною частиною плато.

На двох станціях – Радянська (за 10 місяців) і Комсомольська (за весь рік), на яких середня швидкість вітру менше 4 м/с, а завірюха не часта, спостерігачі намагалися провести відмінність між осіданнями, що випадають з видимих хмар, і осіданнями, що викликаються осіданням кристалів льоду, що утворилися в шарі інверсії, і формуванням інею або паморозі [10].

В цих районах основна частина відкладень снігу і льоду викликається не осіданнями в загальноприйнятому в метеорології значенні цього терміну. Що стосується найповнішого накопичення, то, поза сумнівом, не має істотного значення, за допомогою якого процесу воно здійснюється, чи то в результаті випадання снігу, чи то в результаті направленого вниз перенесення водяної пари з подальшим осіданням частинок льоду, що утворилися в самих нижніх шарах атмосфери і інею на самій поверхні.

Для прибережних районів і для більш низьких і крутих схилів льодовиків відношення між осіданнями і накопиченням ще більш невизначене і може мінятися від місця до місця. Температура на поверхні може підійматися вище за точку замерзання, так що танення і стік повинні враховуватися. Над схилами з сильними стічними вітрами і над примикаючими до них похилими територіями відбувається значне сумарне перенесення маси снігу завірюхами, який може скласти значну частину від загальної суми опадів, характерних для даного району. Фактично завірюха є явищем, яке перешкоджає скільки-небудь точному вимірюванню опадів. Практично всі статистичні дані по кількості опадів, а також по повторюваності повинні розглядатися з обмовкою і обов'язково з урахуванням можливих впливів вітру, локальних умов на місцевості і особливостей рельєфу поверхні.

3.7 Атмосферні явища. Хмарність. Тумані і димки. Горизонтальна дальність видимості. Умові прозорості атмосфери в Антарктиді

«Особливо великі труднощі зустрічаються при проведенні спостережень за хмарністю на Антарктичних широтах, де по всьому небу постійно спостерігається тонкий шар серпанку, іноді настільки тонкий, що його важко розрізнити. В цьому випадку доводиться стикатися з трудностю визначення кількості хмарності, а саме, чи рівне воно 0 або 10 балам. Це явище часто перешкоджає проведенню градуйованих розрахунків. Таке положення, при якому хмарність визначається або по мінімальному, або по максимальному класу, очевидно, не дає можливості для статистичного дослідження...» (Р. З. Сімпсон, 1919, цитується по Фовінкелю, 1957).

До цього песимістичного зауваження, яке відноситься в основному до сприятливих погодних умов, можна додати проблеми, що виникають в результаті низової завірюхи і відсутності світла в безмісячні зимові ночі, для того, щоб зрозуміти проблематичний характер статистики хмарного покриву за місяці або навіть цілі роки. Не дивлячись на це, така статистика є традиційною в кліматології і включена в кліматичні таблиці.

Основна частина цієї інформації була представлена в табл. 3.1, об'єднуючої дані по різних станціях відповідно до широти, розташування і сезону.

Як по місячних, так і за сезонними даними, циркумполярний пояс максимальної хмарності знаходиться помітно на північ від пояса мінімального атмосферного тиску на рівні моря і на південь від пояса найсильніших західних вітрів.

Іншим цікавим моментом є форма хмарності. Значення загальноприйнятих назв і визначень має проблематичний характер для Антарктичного плато, тобто для більшої частини материка, а спостерігачі на різних станціях не завжди дотримуються одного і того ж керівництва.

Наприклад, на ст. Південний Полюс найбільш часто вживається назва високошаруваті хмари. Воно використовується навіть тоді, коли зникнення кулі радіозонда в хмарах указує, що їх нижня межа розташована нижче 1000 м над поверхнею.

В річному зведенні даних спостережень за формами хмар, проведених на радянських станціях, розташованих на високому плато (Русин, 1961), не враховується ця обставина. Тому порівняння даних не представляється можливим [10].

Таблиця 3.1 – Середня сезонна і річна кількість загальної хмарності (в десятих бала) для різних кліматичних режимів

Широта ° пд.ш	Станція	Період спостережень, років	Літо	Осінь	Зима	Весна	Рік
50-55	Шість острівних	10-20	7,9	7,4	7,3	7,5	7,5
60,7	Оркадас	55	9,3	8,9	7,9	8,7	8,7
63-65	Три станції на західному узбережжі Антарктичног о півострова	10-15	8,5	8,0	7,5	8,3	8,1
66-69	Шість станцій на узбережжі Західної Антарктики	7-10	6,9	6,9	6,4	6,7	6,7
70-75	Три станції близько рівня моря	5-10	6,8	6,2	5,6	6,2	6,2
78	Три станції на шельфових льодовиках	7-11	6,9	6,3	5,1	6,4	6,2
69,5	Дві станції на плато (2400-2700 м)	2	5,5	6,0	4,6	5,0	5,3
79	Дві станції на плато (3500- 3600 м)	3-9	3,8	3,4	3,3	3,9	3,6

Ці смуги розвиваються в хмарні поля, які різною мірою захоплюють все небо. Краї всіх купчастих хмар, при надвиженні останніх на сонце, яскраво просвічуються» (Kuhn, 1969).

Утворення туманів і серпанків в Антарктиді визначається тими ж особливостями метеорологічного режиму, що і утворення хмарності і опадів.

В прибережній частині Антарктиди утворення туманів звичайно було пов'язано з адвекцією відносно теплого морського повітря на холодну підстилаючу поверхню або ж з процесами танення льодів.

Найбільше число днів з туманами спостерігається у відкритому морі, на шельфових льодовиках і морському припаї, а також на ділянках побережжя, вільних від впливу стоку і висунутих далеко в море

Число днів з туманом протягом року складає від 40 до 90; на берегових станціях, розташованих на Землі Грейама і прилеглих до неї островах, спостерігається до 150 – 200 днів з туманом в рік, а на станціях, розташованих на інших ділянках Західної Антарктиди і мало схильних впливу стічних вітрів, в середньому за рік відмічається від 30 до 60 днів з туманом [7, 10].

На станціях, розташованих в Західній Антарктиді, але тих, що знаходяться в зоні стічних вітрів, за рахунок адіабатичного ефекту число днів з туманом дещо знижується.

Найбільше число днів з туманом звичайно спостерігається в зимові місяці. На всіх станціях, розташованих на побережжі Східної Антарктиди, у тому числі і на станціях, що не знаходяться під безпосереднім впливом стічних вітрів, наприклад, ст. Оазис тумани майже не спостерігаються.

На побережжі Західної Антарктиди влітку тумани складаються з крапель води. В зимовий період вони переважно складаються з крижаних кристалів, але іноді і з переохолоджених крапель води. Такі тумани Американським експедиціям в районі ст. Літл-Америка вдалося спостерігати навіть при -34°C . На побережжі Східної Антарктиди тумани частіше за все складаються з сніжного пилу, що приноситься до побережжя з внутрішніх районів материка.

Абсолютно інша картина утворення і розподілу туману спостерігається в глибині материка. Безперервна притока більш теплого і вологого повітря до підстилаючої поверхні створює сприятливі умови для сублимації водяної пари в приземному шарі повітря і утворення в зимовий час крижаних туманів і серпанків.

В нижній частині льодовикового схилу умови для утворення туманів особливо сприятливі, оскільки ця зона знаходиться на рівні конденсації і співпадає з нижньою межею хмарності. Саме цим і можна пояснити, що на ст. Піонерська тумани або серпанки спостерігаються протягом 8 місяців і продовжуються іноді по тижню і більше підряд. Щоправда, в умовах майже безперервної завірюхи і полярної ночі, в зимові місяці за відсутності місяця спостерігачу звичайно важко розпізнати, яке явище має місце – туман або низова завірюха. У напрямі до півдня число днів з туманом знижується

до 20–40, а число днів з серпанком залишається приблизно таким же або навіть зростає [10].

Тумани в глибині Антарктиди взимку складаються виключно з крижаних кристалів і є крижаними туманами. Влітку, принаймні на льодовиковому схилі, можуть мати місце змішані тумани, що складаються не тільки з крижаних частинок, але і з крапель переохолодженої води.

Крім крижаних і змішаних туманів, в глибині материка утворюються також сніжні тумани, по своєму характеру що нагадують яскраву млу. Шар такого сніжного туману часто об'єднують з хмарами сніжного пилу (що спостерігаються на рівні станції). Сніжний туман (мла) пов'язаний з сублімацією водяної пари на деякій висоті від поверхні снігу. Відносити утворення сніжного туману за рахунок підняття в повітря сніжного пилу під дією турбулентності не можна, оскільки низові завірюхи, або поземки при цьому існують незалежно від суміжного туману і, як показують спостереження на ст. Мирний, ніколи не можуть утворити такого туману.

Найбільше число днів з туманом і серпанком в Антарктиді спостерігається на льодовиковому схилі, а якнайменше – на побережжі, що знаходиться в зоні стічних вітрів, і в оазисах. В центральних областях Антарктиди дуже велике число днів з крижаним серпанком (від 90 до 180 днів в році), а число днів з туманом протягом року приблизно таке ж, як на побережжі Західної Антарктиди.

На внутрішньоматерикових станціях число днів з туманом має добре виражений річний хід з максимумом зимою і мінімумом влітку. Це пов'язано з тим, що влітку приземні інверсії слабшають або руйнуються і потік водяної пари зверху вниз припиняється; тому поблизу сніжної поверхні утворюються переважно сніжні або навіть змішані тумани.

Відомо, що умови прозорості атмосфери в актинометрії прийнято оцінювати через коефіцієнт прозорості або чинник каламутності. В нашій країні найбільш часто користуються для цих цілей першим параметром – коефіцієнтом прозорості.

В табл. 3.2 були приведені середні місячні значення коефіцієнта прозорості P для деяких Антарктичних станцій, перераховані для $S = 1,98$.

Для зіставлення були поміщені значення P для деяких арктичних станцій [10, 11].

Як видно з табл. 3.2, коефіцієнти прозорості для Мирного виявилися близькими до тих, які були отримані для прибережних арктичних станцій. Для більш високих широт, а також для високогірних внутрішньоматерикових станцій коефіцієнти прозорості виявилися набагато вище за значення P , отримані для яких-небудь інших пунктів Арктики, і наближаються до значень $P=0,90$.

Таблиця 3.2 – Значення коефіцієнта прозорості Р в Антарктиді і Арктиці

Станція	I	II	III	X	XI	XII
Для антарктичних станцій						
Мирний	0,772	0,803	0,803	0,786	0,781	0,767
Піонерська	0,817	-	-	0,766	0,803	0,809
Комсомольська	0,840	0,844	0,838	0,866	0,868	0,852
Восток	0,777	0,786	0,779	0,848	0,843	0,853
Станція	III		IV		IX	
Для арктичних станцій						
о. Діксон	0,790		0,791		0,813	
Мис Челюскін	0,768		0,781		0,797	
Мис Шмідта	0,798		0,782		0,808	

Коефіцієнт прозорості в Антарктиді має ясно виражений річний хід. Максимальні значення його на побережжі спостерігаються восени і весною, а мінімальні – влітку, що, пов'язано із збільшенням водяної пари в повітрі та із збільшенням хмарності в Антарктиді в літні місяці.

3.8 Баланс маси льоду

Проблема, яка має велике значення для різних галузей науки про Землю, була пов'язана з балансом маси льоду Антарктиди. Інакше кажучи, слід з'ясувати, чи зменшується з часом загальна маса накопиченого в Антарктиді льоду, чи залишається вона постійною або збільшується і чи можна підрахувати швидкість зміни маси, якщо воно існує.

Першим, хто приступив до вивчення цієї проблеми з властивою йому ретельністю і цілеспрямованістю, був Льове (Loewe, 1956). Він прийшов до висновку, що в даний час баланс позитивний, маса льоду збільшується з часом, принаймні, в останні десятиріччя. Спочатку такий результат був прийнятий з великим скептицизмом.

В табл. 3.3 були перераховані різні елементи, які слід враховувати, і приведені розрахункові дані Джовінетто і інших авторів. Величини, приведені в останній графі, є результатами 11 різних досліджень, з яких 10

вказують на збільшення маси. Решта досліджень, в яких апріорно передбачається рівновага балансу, не враховується.

Таблиця 3.3 – Розрахунки балансу маси Антарктиди ($1 \cdot 10^{17}$ г/рік)

Елементи	За даними Джовінетто	За даними інших авторів
Повне накопичення	21	19
підльодовикове замерзання	1	1
підльодовикове танення	2	3
Витрата льоду, відламування	10	11
Баланс маси	10	6

Найважливішою величиною у всіх розрахунках, пов'язаних з балансом маси льоду в Антарктиді, є навіть не загальне накопичення, а швидше витрата маси, приведена в цій таблиці під назвою «витрата льоду відламуванням». Джовінетто указує на парадоксальність того, що використання навіть надійних даних може внести серйозні помилки.

Неможливо легкістю відхилювати існування позитивного сумарного балансу маси. Фактично великі величини, приведені в роботі Джовінетто, були засновані на більш точних і обширних даних. Проте, сам Джовінетто (Giovinetto, 1968) указує, що величина 10^{18} г/рік є, ймовірно, дуже великий. Це стає очевидним при розрахунку середньорічного приросту маси на одиницю площі. Враховуючи, що загальна площа Антарктиди рівна $14 \cdot 10^6$ км², сумарна величина 10^{18} г дасть водний еквівалент 7 см, тобто більше, ніж загальне річне накопичення на великих ділянках внутрішньоматерикової області. Більш того, гляціологічні дані свідчать про те, що баланс маси в околичних районах материка близький до стійкого стану або навіть дещо негативний [6, 7]. Це вимагає набагато більшого внеску в загальний баланс з внутрішньоконтинентального району, що знов говорить на користь меншої сумарної величини: ніж $6 \cdot 10^{17}$ і $10 \cdot 10^{17}$ г/рік (табл. 3.3).

Можуть бути інші причини, що викликають коливання середнього рівня Світового океану. Однією з таких умов може бути незначна зміна об'єму басейну океанів. Іншою умовою може бути дуже невелике збільшення середньої температури води в океанах (Heinsheimer, 1958; Loewe, 1961). І справді, підвищення рівня моря на 1 мм може бути

викликано непомітним підвищенням середньої температури води приблизно на $0,0025$ або $0,1^{\circ}\text{C}$ за 40 років.

Якщо прийняти ідею про позитивний баланс маси для внутрішньоматерикової області і малий негативний баланс для околичних районів, то з цього виходить, що в даний час Антарктичний крижаний купол продовжує наростати, а його схили в незначному ступені стають крутіше. Це може бути тільки однією фазою в житті купола. Коли накопичений сніг примушує материковий льодовиковий щит прогинатися, то, очевидно, спостерігається дещо більша витрата маси льодовиками і, отже, шельфовими льодами, внаслідок чого відбувається зменшення крутизни схилів купола. Ця зміна схилів, а також мінливість льодових умов Південного океану робитимуть вплив на атмосферну циркуляцію над материком і, ймовірно, приведуть до видозміни характеристики опадів і так далі, до безкінечності [6, 7].

Проте слід пам'ятати, що будь-яка зміна, якщо воно відбувається, повинна бути дуже повільною. В даний час річне накопичення маси льоду на материку досягає приблизно $2 \cdot 10^{12}$ т (табл. 3.3). Підраховано, що загальна кількість льоду в Антарктиді складає $2 \cdot 10^{16}$ т. Навіть при порівнянні тільки цих двох цифр стає ясним (Rubin, 1964), що, виключаючи неймовірно астрономічні цифри, будь-яка основна зміна топографії материка, викликана атмосферними процесами, може відбуватися тільки в геологічних масштабах часу.

3.9 Динаміка сучасного заледеніння

Динаміка сучасного заледеніння островів і Антарктичного півострова є одним з головних чинників мінливості природного середовища Субантарктики. Зокрема, льодовики на островах виступають як основний елемент структури і органічної будови полярно-пустинних гео- і екосистем, режим і еволюція яких визначають домінуючі закономірності формування і розвитку природного середовища і екологічних умов на вільних від льоду прильодовикових територіях.

Льодові явища додають [8] абсолютно особливий характер морям. Терміни їх настання і тривалість визначають можливості судноплавства і рибальства, видобутку корисних копалин на шельфі, морських наукових досліджень. Щоб правильно спланувати ці роботи і найбільш раціонально їх провести, треба завчасно знати льодову обстановку, потрібен льодовий прогноз. Зараз вже ми уміємо прогнозувати льодовитість, положення кромки і товщину льоду, терміни льодоутворення, повного замерзання і, навпаки, очищення морів від льоду.

Такі прогнози можуть бути короткостроковими, тобто із завчасністю до 20 доби, довгостроковими - до одного місяця до півроку, наддовгостроковими, тобто більше півроку. В льодових прогнозах використовуються спостереження попередніми гідрометеорологічними умовами, а також можливості збереження льодових аномалій на море, спадкоємність і циклічність в розвитку льодових явищ.

У міру розвитку мореплавання, все більш гострою ставала проблема прогнозування елементів льодової обстановки, лімітуючих судноплавство в замерзаючих акваторіях, на перших порах, хоча б загальної кількості льоду або площі його розповсюдження (часто званого льодовитістю моря) і змін положення кромки льоду (зовнішньої межі льодового покриву), а потім і термінів замерзання, утворення стійкого льодового покриву, розкриття і очищень моря від льоду, зміни товщини льоду за зиму.

Антарктида – найвищий [10] континент планети, середня висота якого рівна 2 350 м (середня висота Європи 340 м, Азії – 960 м). Ця висотна аномалія пояснюється тим, що велика частина маси материка складена льодом, який майже втричі легше за кам'яні породи. Колись він був вільний від льоду і не набагато відрізнявся по висоті від інших континентів, але поступово могутній крижаний панцир покрив весь материк, а земна кора стала прогинатися під колосальним навантаженням. За минулі мільйони літ це надмірне навантаження, «ізостатично компенсувалася», інакше кажучи, земна кора прогнулася, але сліди її дотепер були відображені в рельєфі Землі. Океанографічні дослідження прибережних Антарктичних вод показали, що материкова мілина (шельф), яка оздоблює всі материки мілководною смугою з глибинами не більше 200 м, біля берегів Антарктиди виявилася на 200–300 м глибше. Причиною цьому служить опускання земної кори під тяжкістю льоду, раніше покриваючого материкову міліну завтовшки 600–700 м. Порівняно недавно лід звідси відступив, але земна кора ще не встигла «розігнутися» і, крім того, вона утримується льодом, що лежить південніше. Необмеженому розповсюдженню Антарктичного льодовикового покриву завжди заважало море.

Всяке розширення льодовиків за межі суші можливо лише за умови, що море біля берега не глибоке, інакше морські течії і хвилювання рано чи пізно поруйнують що висувався далеко в морі лід. Тому межа максимального заледеніння проходила по зовнішньому краю материкової мілини. На Антарктичне заледеніння в цілому великий вплив надає зміну рівня моря. При пониженні рівня Світового океану льодовиковий покрив шостого континенту починає наступати, при підвищенні відбувається його відступ. Відомо, що за останні 100 років рівень моря виріс на 18 см,

продовжує рости і зараз. Мабуть, з цим процесом було пов'язано руйнування деяких Антарктичних шельфових льодовиків, що супроводжується відколом величезних столових айсбергів завдовжки до 150 км. Разом з тим є всі підстави вважати, що маса Антарктичного заледеніння в сучасну епоху збільшується, і це теж може бути пов'язано з глобальним потепленням, що відбувається. Дійсно, потеплення клімату викликає активізацію атмосферної циркуляції і посилення міжширотного обміну повітряних мас. На Антарктичний материк поступає більш тепле і вологе повітря. Проте підвищення температури на декілька градусів не викликає ніякого танення усередині материка, де зараз коштують морозів в $40-60^{\circ}$ З, тоді як збільшення кількості вологи приводить до більш рясних снігопадів. Значить, потеплення викликає збільшення живлення і зростання заледеніння Антарктиди.

3.10 Пряма сонячна радіація та розсіяна радіація в полярних широтах. Сумарна радіація. Відбита радіація й альbedo. Радіаційний баланс

Однією з основних характеристик радіаційних процесів в Антарктиді є той факт, що покриті снігом поверхні материка і прилеглих до нього крижаних полів повинні відбивати приблизно $3/4$ загального надходження сонячної енергії. Прозора атмосфера поглинає тільки невелику частину радіації, що поступає і відбивається. З іншого боку, довгохвильове випромінювання сніжної поверхні дуже близьке до випромінювання чорного тіла. В обох випадках стан атмосфери над континентом небагато чим відрізняється від стану верхніх шарів над навколишніми морями: середня висота верхньої межі хмар над полярним океаном порівняна з середньою висотою сніжної поверхні високого плато, середня кількість хмар порядку 8 балів, а альbedo хмар небагато чим менше ніж альbedo снігу. Проте слід також враховувати ті явища, які відбуваються нижче середнього рівня хмарного покриву над океаном. Частина радіації, що приходить, проникає в поверхневий шар води. Коли поверхня океану частково або повністю вільна від льоду, значна кількість радіації, що поступає, поглинається водою. За наявності льоду, до того ж покритого снігом, велика частина радіації відображається. Це одна з умов, сприяючих тому, що протяжність і згуртованість крижаного пояса навкруги Антарктиди і його сезонні зміни є вирішальними чинниками радіаційного і теплового балансу субполярної атмосфери.

Загальна площа поверхні, покритої льодом, тобто морські льоди плюс континент, приблизно в два рази більше у весняне рівнодення, ніж в осіннє.

З рис. 3.8 видно, що зміна льодового пояса з осені до весни значна, але слід пам'ятати про те, що лінії на цьому малюнку відображають середні умови.

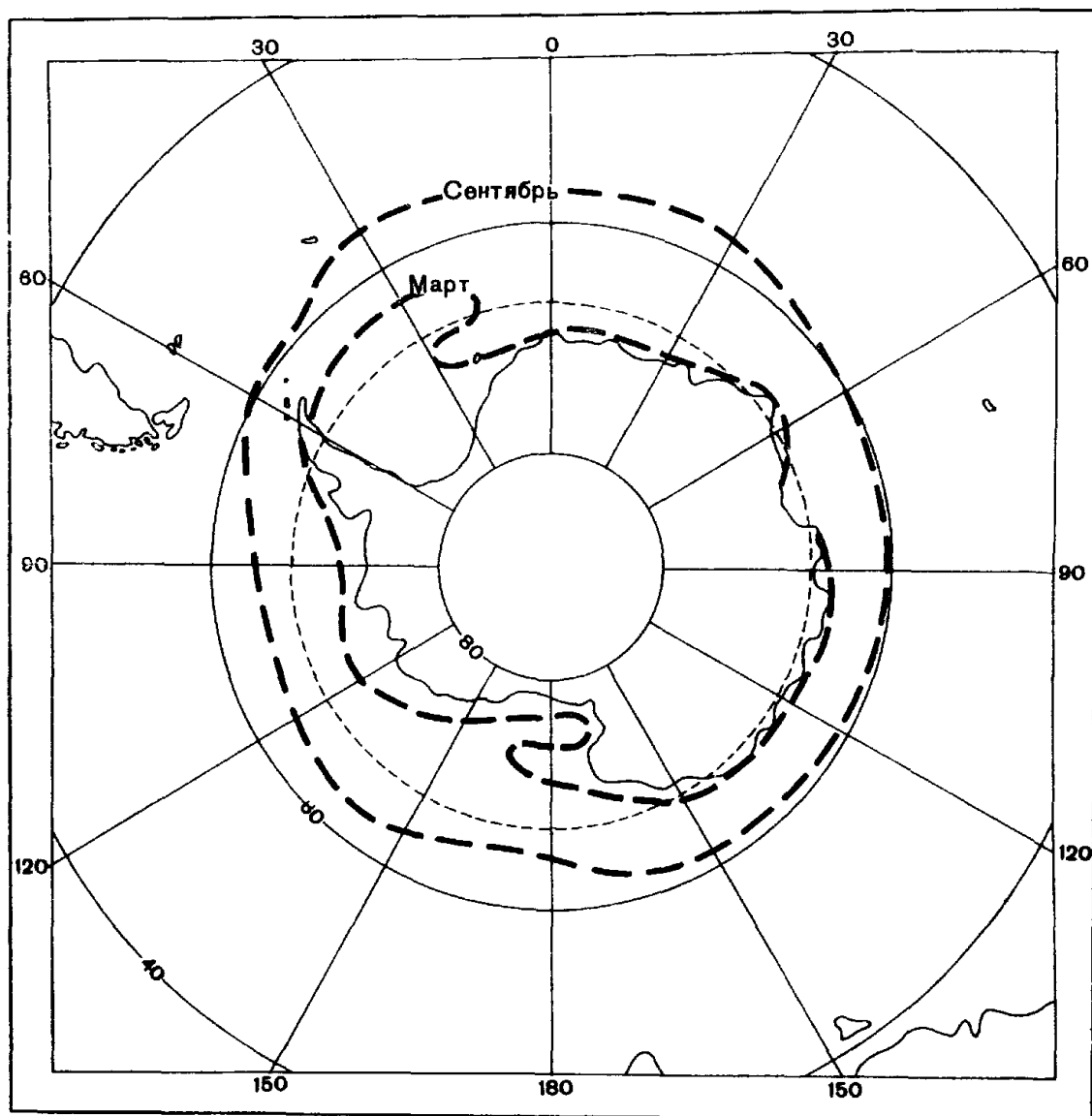


Рисунок 3.8 – Середня протяжність морських льодів в березні (мінімум) і вересні (максимум) (складена по картах служби Гідрографії ВМФ США і Атласі Антарктики, т. 1), за даними А. Ф. Трешникова узятим з роботи Бурдеки (Burdecki, 1968).

Міжрічні коливання, не показані тут, вельми значні. Більш того, що стосується довгохвильової радіації, те направлене до земної поверхні

випромінювання атмосфери (противипромінення атмосфери) набагато більше при щільній хмарності, яка часто спостерігається над полярними морями, ніж в менш хмарній і абсолютно сухій атмосфері континенту [10].

Це вірно, принаймні, для літніх місяців, а взимку спостерігається щодо сильного противипромінення над внутрішньоконтинентальною областю від порівняно теплого шару повітря, що формується через сильну приземну інверсію.

Вищевикладене, свідчить про складність радіаційних процесів, і можна навіть засумніватися у винятковій ролі Антарктиди як величезного природного холодильника південної півкулі. Крім того, можна виказати припущення, що ця роль обумовлена не тільки одними радіаційними умовами, а швидше поєднанням дій радіації і меридіональної атмосферної циркуляції, розвитку і стійкості якої сприяє висота і протяжність центрального плато материка. У будь-якому випадку такі припущення виявляються доцільними при переході від якісного аналізу до кількісного [10].

На величини поглиненої короткохвильової радіації за літній період і на річні величини сильно впливають неточності визначення альbedo. Особливо складно визначати альbedo в прибережних районах і в області крижаного пояса, де відбивна здатність поверхні міняється залежно від типу підстилаючої поверхні і її стану: голі ділянки землі або сніг, зламаний або згуртований, молодий або старий крижаний покрив, наявність або відсутність полинів.

Як нижня межа альbedo поверхні багаторічного снігу і крижаних полів внутрішньоконтинентальної області можна прийняти величину 0,8. В деяких опублікованих даних зустрічаються величини альbedo до 0,98.

На Південному Полюсі ряд щоденних даних указує, що позитивні величини радіаційного балансу переважали з 15 листопаду по 5 грудня і з 26 грудня по 1 січня, а в решту днів грудня і січня спостерігалися невеликі негативні величини. Таким чином, сума за два літні місяці досягла невеликих негативних значень.

Кореляція між щоденними величинами і станом неба хороша; сумарна радіація в хмарні дні на високому плато зовсім не зменшувалася або зменшувалася трохи (в порівнянні з ясними днями), але збільшувалася атмосферна довгохвильова радіація (противипромінення атмосфери), і тому в хмарні дні спостерігалася тенденція до встановлення позитивного радіаційного балансу. Кількість хмарних днів була нижче за норму.

Основні риси радіаційного режиму добре були представлені приведеними величинами. В літній період на Антарктичне плато поступає дуже велика кількість сонячної енергії.

Н.П. Русин (Русин, 1961) приводить цікавий факт, «що на 80-й широті, де знаходиться найхолодніша на земній кулі крапка, розташований також центр максимальних середньомісячних величин сонячної енергії». Це обумовлено астрономічними чинниками найближче положення Землі до сонця (південним літом), географічними (велика висота над рівнем моря) і метеорологічними (чистота і мінімальний зміст H_2O в повітрі) [10].

Високе альbedo поверхні і характер хмарного покриву посилюють роль розсіяної радіації, так що сумарна радіація в хмарні дні мало відрізняється від радіації в безхмарні. У міру того як пряма радіація зменшується з появою хмарності, відбувається збільшення розсіяної радіації.

Що стосується довгохвильової радіації, те порівняння літніх і зимових умов вельми показово. Противипромінення атмосфери складає значну частину потоку енергії, направлено вгору від поверхні. Сезонна зміна величини радіаційного балансу над континентом і прилеглим океаном найкращим чином характеризує обчислені значення середніх спостерігалися протягом чотирьох середньосезонних місяців, таким чином:

- в січні для всього району характерний позитивний радіаційний баланс, хоча зустрічаються і величини, близькі до нуля над переважно плато;
- до квітня для всього континенту і океану на південь від 55° ю. ш. стає характерним радіаційне випромінювання. Пояс максимального випромінювання охоплює континент там, де направлене вгору випромінювання від ще теплого океану значно перевищує противипромінення більш холодної атмосфери над континентом і дуже невеликий прихід короткохвильової радіації;
- в липні область негативного радіаційного балансу на поверхні розповсюджується на північ до 45° ю. ш. з найбільшими величинами між 60 і 65° ю. ш. Не дивлячись на Рису хмарність над плато, інтенсивна приземна інверсія, повністю що розвинулася до цього часу, зменшує довгохвильове випромінювання з поверхні, мінімум якого розташовується над внутрішньоконтинентальною областю Східної Антарктиди;
- в жовтні поява сонця сприяє встановленню позитивного радіаційного балансу в районах моря Роса і східної частини плато, аж до 85° ю. ш. Над рештою частини материка поглинена короткохвильова радіація ще не компенсує втрату за рахунок довгохвильової радіації, і баланс залишається все ще негативним, за винятком окремих невеликих ділянок з низьким альbedo.

Характерні величини для будь-якого даного району залежать в основному від фізичних властивостей поверхні і будови атмосфери над нею.

3.11 Зміни клімату з початку Південнополярних досліджень

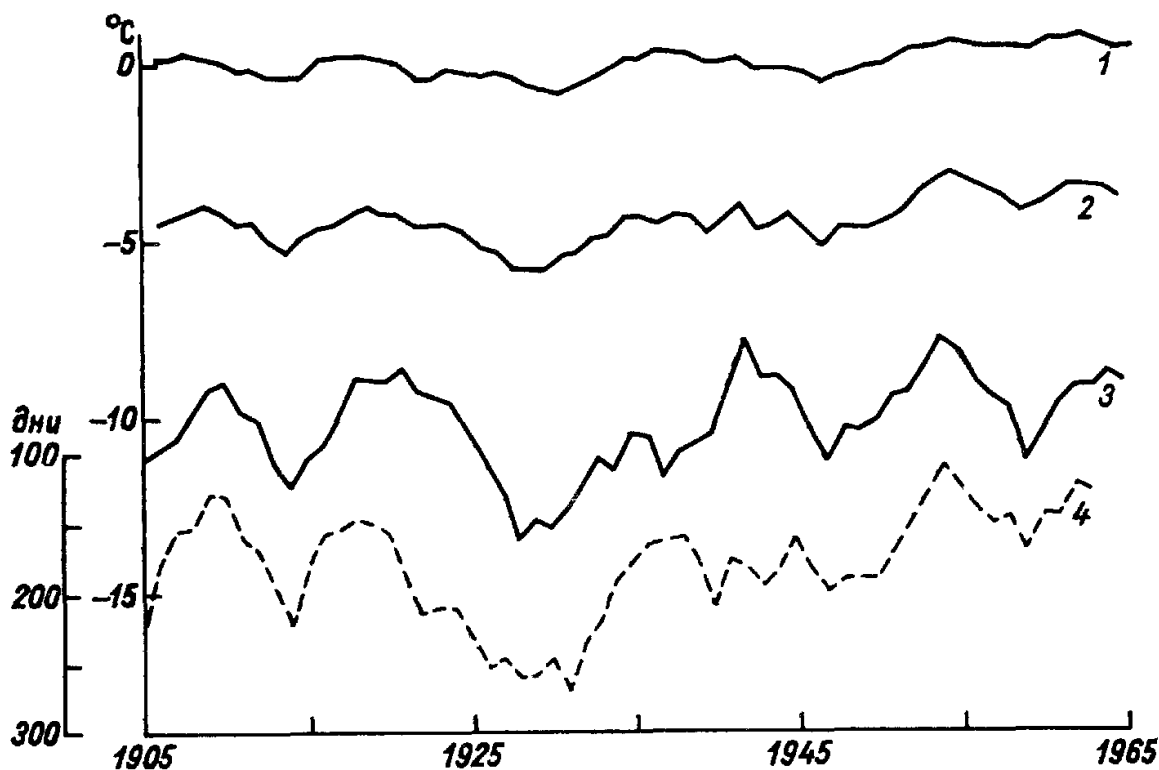
Звіти перших експедицій в Південний океан включають деякі відомості про льодові умови, що спостерігалися задовго до того часу, коли стали проводитися більш менш регулярні вимірювання метеорологічних елементів. Причина зміни [7] льодових умов не обов'язково криється в метеорологічних явищах. Наприклад, підльодовикова вулканічна діяльність в Антарктиді може робити вплив на швидкість руху льодовика або величезні хвилі цунамі, що утворилися в результаті землетрусів в низьких широтах, приводять до відламування глиб льоду від великих шельфових льодовиків.

Але оскільки почалося просування досить великої кількості крупних за розміром айсбергів в раніше вільні від них води, то слід чекати їх впливу на клімат всього субполярного району і, можливо, далеко за його межами. Тому більш ретельне вивчення старих зведень і записів у вахтових журналах може відкрити факти, що мають кліматологічну значущість, про існування яких дають можливість припустити наступні рядки, цитовані з роботи Лемба і Джонсона (Lamb and Johnson, 1961, стор. 391): Самі «найвіддаленіші південні пункти, досягнуті мореплавцями в проміжку між експедиціями Кука в 1773 р. і Біско в 1831 р. в різних секторах, знаходилися на 1–2° на південь від звичайної межі морських льодів в кінці сезону танення за сучасними даними. Якщо врахувати крихкість дерев'яних судів того часу, то стає ясным, що південна межа морського льоду мала меншу протяжність, ніж раніше. За цим прослідувало погіршення кліматичних умов, через що межа льоду опускалася на південь до 1900 р. або навіть пізніше, з деяким відступом на північ після 1907 р. Було відзначено декілька груп років з виключно поганими кліматичними умовами, а саме 1832–1834, 1840, 1844, 1854, 1888–1890 1892–1896, 1898–1899, 1904–1907 рр. і, ймовірно, 1929–1931 рр., коли в багатьох секторах середніх широт спостерігалася велика кількість величезних айсбергів. В окремих випадках вони досягали р. Плата і зустрічалися біля мису Доброї Надії. Якщо взяти до уваги деякі додаткові дані, як, наприклад, температуру повітря в Пунта-Аренас, стає вірогідним, що більшість років з 1888 по 1907р. були роками несприятливих льодових умов навкруги мису Горн і що повідомлення іноді були відсутні, тому що судна не ризикували йти в Магелланову протоку».

В 1903 р. під час зимівлі Шотландської національної Антарктичної експедиції Бруса (Brace, 1907, Mossman, 1907, 1909) почала роботу перша постійна метеорологічна станція на південь від 60° пд.ш., яка з тих пір ніколи її не припиняла.

На рис. 3.9 показані хід температур в Оркадасі і дані спостережень за тривалістю крижаного покриву в Байя-Еськосія; середні величини і стандартні відхилення були перераховані в табл. 3.3.

Криві температури [7] показують, що в кінці літа і на початку осені, коли Південні Оркнейські острови звичайно не були закриті льодом, температурний режим типово морський, з дуже невеликими коливаннями від року до року. Взимку води навкруги островів і, зокрема, на південь покриті льодом.



Ковзаючі середні за п'ять років:

- 1 – температури за три місяці яскраво вираженого морського режиму (I–III)
- 2 – річної температури
- 3 – температури трьох найхолодніших місяців (VI–VIII)
- 4 – тривалості крижаного покриву в Байя-Еськосія, на південний схід від Оркадаса (дані за 1951 і 1952 рр. відсутні).

Рисунок 3.9 – Температурний і льодовий режим в Оркадасі

Слід припускати, що часто, хоча і не завжди, майже безперервне поле морських льодів тягнеться від моря Уедделла і далі на північ. Відповідно

до переважаючих вітрів режим зимового періоду характеризується великими коливаннями температури, – міждобовими, а також від місяця до місяця і міжрічними (Prohaska, 1951, 1954).

Отже, річні температури в основному визначаються зимовими умовами і, поза сумнівом, пов'язані з тривалістю наявності льоду (вказаної в двох останніх рядках табл. 3.4), чого і було слід чекати, виходячи з досліджень радіаційного і теплового балансів (Fletcher, 1968).

Таблиця 3.4 – Середня температура (°C) в Оркадасі (60,7° пд.ш., 44,7° з.д.) і тривалість крижаного покриву дні) в Байя-Еськосія, 1903–1966гг.

Параметр	Період	Середня	Стандартне відхилення
Середня річна температура	1904-1967	-4,4	1,1
Середня річна температура	1904-1935	-4,8	1,0
Середня річна температура	1936-1967	4,0	1,2
Середня температура (I – III)	1904-1968	+0,1	0,7
Середня температура (VI – VIII)	1903-1907	-10,2	2,7
Тривалість залягання крижаного покриву	1903-1965	180	69

Примітка. Дані по крижаному покриву за 1951–1952гг. відсутні. Коефіцієнт кореляції між температурою (V–IX) і тривалістю крижаного покриву рівний 0,69. Коефіцієнт кореляції між температурою (річний) і тривалістю крижаного покриву рівний –0,77

Прохаська (Prohaska, 1951) проаналізував можливу зміну клімату в районі Оркадаса в ХХ сторіччі по температурі, а Швердтфегер і ін. (Schwerdtfeger et al., 1959) – по інших елементах. Дані по чотирьох різних параметрах опадів, а саме по кількості днів з випаданням снігу, кількості днів з наявністю снігу на поверхні землі, середньому і максимальному накопиченню снігу, показують помітні відмінності між двома

співпадаючими періодами, по суті, з періодами якнайменшої кількості опадів, які можна пояснити менш інтенсивною циклонною активністю з початку 1935р.

Статистичний аналіз показує з вірогідністю до 95%, що ці відмінності не випадкові, вони не такі великі, якщо врахувати до того ж, що два періоди були вибрано довільно [7] на користь максимального ефекту. Порівняння багаторічних середньорічних температур до і після 1935р. можна розширити, включивши дані до 1967 р. Результат був показаний в табл. 3.4. Відмінність в $0,8^{\circ}\text{C}$ не є статистично значущим. Отже, висновок зводиться до наступного – єдина станція, розташована далеко на півдні і має відповідні дані спостережень, не дає переконливих доказів тенденції потеплення в першій половині сторіччя або зворотної тенденції в більш пізні роки.

3.12 Сучасні проблеми і господарське значення Антарктики

Глобальне потепління, викликане «парниковим ефектом» – слідство зростання концентрації вуглекислого газу, метану і інших «парникових газів» в атмосфері головним чином за рахунок спалювання палива, загибелі тропічних лісів (вуглекислий газ), розкладання органіки на рисових полях і виділень метану з гнойових куп в районах розведення великої рогатої худоби. Все це приклади непередбачених наслідків людської діяльності. Якщо глобальне потепління продовжуватиметься, воно зможе привести до танення Антарктичного льоду. У разі повного зникнення льодовикового покриву Антарктиди відбудеться підвищення рівня Світового океану на 70 м.

Багато дослідників проблеми парникового ефекту вважають, що навіть невелике потеплення клімату може привести до збільшення кількості атмосферних опадів в Антарктиці. Це, у свою чергу, викличе пониження рівня моря, але воно з лишком компенсуватиметься за рахунок розширення об'єму океанських вод унаслідок їх розігрівання. Імовірно темпи підвищення рівня моря з 1990 по 2020–2040 оцінюються в 1 мм/рік.

Зменшення кількості озону в стратосфері, що приводить до утворення т.з. «озонової діри» – ще один приклад впливу людської діяльності на стан атмосфери Землі. Хлорфторвуглеці – гази, що використовуються в основному в холодильних установках і аерозольних балончиках, потрапляють в тропосферу, а в тропіках виносяться в стратосферу, в межах якої повітряними течіями переносяться в полярні області, зокрема до Антарктики. Там в результаті хімічних реакцій на висотах 16–32 км, але

головним чином в нижній частині «озонового шару», де концентрація озону складає 1–2 частинки на мільйон, відбувається руйнування озону.

Реакції, що приводять до зменшення кількості озону в стратосфері, протікають Антарктичною весною, коли тепло і світло повертаються у верхні шари атмосфери після довгої холодної зими. Реакції, що відбуваються на поверхні найдрібніших кристалів льоду, приблизно за 6 тижнів знижують концентрацію озону до 65%, після чого вона не відновлюється до первинного рівня. З часом Антарктична атмосфера з пониженим вмістом озону перемішується з рештою атмосфери і загальний зміст озону поволі скорочується. В 1993р. концентрація озону в глобальному масштабі була на декілька відсотків нижче, ніж в 1973–1978 рр. Основна причина заклопотаності зменшенням кількості озону полягає в тому, що кожний відсоток скорочення концентрація озону збільшує на 2% кількість ультрафіолетової радіації, що приходить на Землю, унаслідок чого відбувається зростання захворюваності раком шкіри і катарактою.

Виснаження запасів озону (правда, в набагато менших масштабах) є також слідством впливу ряду природних чинників, наприклад розпаду кислот при вулканічних виверженнях. Подібні процеси спостерігалися в 1991 при виверженні вулкана Пінатубо на Філіппінах.

Основні напрями використання Антарктики в господарських цілях зосереджені у сфері рибальства і туризму. Будівництво шахт для видобутку вугілля повністю заборонено згідно Протоколу з охорони довкілля Антарктики.

Основна економічна діяльність в Антарктиці полягає у використуванні біоресурсів. До недавнього часу значне місце займав китобійний промисел, але він помітно скоротився в кінці 1960-х років. Більше 20 років, з 1930-х по 1950-ті роки, китобійні судна здобували в Антарктиці 1,5–2 млн. т китового м'яса. Рекордно високий показник – 3 млн. т був досягнутий безпосередньо перед Другою світовою війною. З 1985р. щорічна здобич китів зменшилася приблизно до 330 малих полосатиків. Китобійний промисел регулюється Міжнародною китобійною комісією (МКК).

В той же період в основному на Субантарктичних островах існував промисел тюленів. Деякі види були майже повністю знищені. В даний час полювання на тюленів не ведеться, і чисельність окремих видів досягла первинного рівня або навіть перевищила його.

Рибальство стало інтенсивно розвиватися в кінці 1960-х років, улови швидко досягли 400 тис. т в рік, але незабаром рибні ресурси скоротилися і улов впав приблизно до 100 тис. т в рік. Рибний промисел і промисел криля

регулюються положеннями Конвенції по охороні морських біоресурсів Антарктики.

На початку 1990-х років промисел криля був самою значною господарською галуззю в Антарктиці. Нещодавно він стабілізувався на рівні біля 300 тис. т в рік. Промисел криля в Антарктиці є найкрупнішим в світі. Цим промислом займаються в основному російські, Українці і Японці. З криля виготовляють кормову муку, харчові пасти, вітаміни, його використовують і в їжу.

Антарктику щорічно відвідують біля 6 тис. туристів. Більшість з них прямує на Антарктичний п-ів, де існують туристична база і аеродром. В 1990-х роках туризм розповсюдився до моря Роса і деяких районів на південь від Австралії. Більшість туристів скоює Антарктичні круїзи на кораблях.

ЛІТЕРАТУРА

1. Астапенко П.Д. Атмосферні процеси у високих широтах південної півкулі. М., Изд-во ан СРСР, 1960.
2. Бадд В.Ф. Динаміка мас льоду. Л., Гидрометеоиздат, 1975., 235 з.
3. Борисенков Е.П., Кондратьев К.Я. Круговорот вуглецю і клімат. Л.; Гидрометеоиздат, 1988. – 319с.
4. Войтковский К.Ф. Основи гляціології. М., Наука, 1999.
5. Захаров В.Ф. Льоди Арктики і сучасні природні процеси. Л.; Гидрометеоиздат, 1981 – 136с.
6. Зотиков И.А. Тепловий режим льодовикового покриву Антарктиди.
7. Клімат полярних районів. Під ред. Орвіг З. Л.; Гидрометеоиздат, 1973. – 444с.
8. Кліматичний режим Арктики на рубежі ХХ і ХХІ ст. Під ред. Крутский Б.А. З.-Петербург, Гидрометеоиздат, 1991. – 200с.
9. Матеріали по клімату і циркуляції вільної атмосфери над країнами південної півкулі. Під ред. І.Г.Гутермана і А.В.Воскресенського. М., Гидрометеоиздат, 1976.
10. Русин Н.П. Метеорологічний і радіаційний режим Антарктиди. Л.; Гидрометеоиздат, 1961. – 448с.
11. Сивков С.И. Узагальнення емпіричної залежності між інтенсивністю радіації, заввишки сонця і прозорістю атмосфери. Праці ГГО, вип. 115, 1960.
12. Енциклопедія «Кругозір». Розділи Арктика і Антарктика.

Навчальне видання

Данова Тетяна Євгенівна

ПОЛЯРНА ТА МОРСЬКА МЕТЕОРОЛОГІЯ

Конспект лекцій

Підп. до друку
Умовн. друк. арк.

Формат 60*84/16
Тираж

Папір офс.
Зам. №

Надруковано з готового оригінал-макета

Одеський державний екологічний університет
65016, Одеса, вул.Львівська, 15
