

ВЗАЄМОЗВ'ЯЗКИ ПАРАМЕТРІВ ГЕОМАГНІТНОЇ АКТИВНОСТІ З ЦИРКУЛЯЦІЙНИМИ ПРОЦЕСАМИ В ЗАХІДНІМУ СЕКТОРІ ПІВДЕННОЇ ПІВКУЛІ

Показані особливості впливу параметрів збуреності магнітного поля Землі на формування циркуляційних процесів в стратосфері. Визначені статистично значущі періоди взаємодій між головними компонентами полів геопотенціальних висот поверхні $AT - 50$, що характеризують циркуляційні процеси в старатосфері західного сектору південної півкулі та часовими послідовностями геомагнітних індексів Dst та AE

Ключові слова: геопотенціал, геомагнітні індекси, головні компоненти.

Загальна постановка проблеми та аналіз останніх досліджень і публікацій.

Численні дослідження у галузі сонячно-земних зв'язків свідчать про те, що існують статистично значущі кореляційні зв'язки між сонячною активністю та характеристиками погоди і клімату [1 – 4].

Коли розглядаються сонячно-земні зв'язки, то найбільш привабливою гіпотезою виявляється гіпотеза про те, що чинником впливу процесів на Сонці є змінення сонячної сталої I_O^* . Однак, як показали спостереження, сонячна стала змінюється на 0,075% у границях від 1,322 до 1,428 Вт · м⁻². Такі значення її у цих границях порівняні з точністю вимірювань. Тому вважають, що $I_O^* = const$. Глобальна кількість сонячного випромінювання на верхній границі атмосфери складає, якщо прийняти альbedo Землі як планети $\alpha = 0,5$,

$$I = \pi r^2 I_O^* (1 - \alpha) = 8,9 \cdot 10^{16} \text{ Вт.}$$

Отже коливання сонячної сталої у зазначених границях не можуть внести помітного внеску в баланс енергії сонячного випромінювання на верхній границі атмосфери. Тому така гіпотеза не має підстави, оскільки промениста енергія Сонця, яка надходить до поверхні Землі, значно менша енергії УФ і рентгенівського випромінювання, сонячного вітру та сонячних корпускулярних потоків.

Отже загальний потік енергії який досягає магнітосфери, складає $8,9 \cdot 10^{16}$ Вт. Як показано [5] повна енергія сонячного вітру й міжпланетного магнітного поля, що надходить на верхню границю атмосфери у одиницю часу з урахуванням того, що під дією екрануючого впливу геомагнітного поля на Землю проникає менше 1% енергії, може бути розраховано за формулою [5]

$$P_e = \left[\pi r_M^2 \left(0,5 \delta V_S^2 + \frac{B^2}{2\mu_0} \right) V_S \right] \cdot 10^{-2} = 5 \cdot 10^{10} \text{ Вт,}$$

де r_M – радіус магнітосфери, V_S – швидкість сонячного вітру, δ – густина потоку сонячного вітру, B – напруженість міжпланетного магнітного поля.

Видно, що $\frac{P_e}{I} \approx 10^{-6}$. Звичайно така величина потоку енергії P_e недостатня для збурення або перетворення атмосферної циркуляції після її проникнення в мезосферу,

стратосферу і тропосферу. Але, як показується в роботах [5 – 9] з урахуванням додаткових факторів потік корпускулярного випромінювання може бути стимулом, який чинить вплив на атмосферні процеси. Це обумовлює наступна гіпотеза [5 – 9].

Середня річна кількість променистої енергії, яка надходить на приполюсні області, складає 0,4 від її значення на екваторі. В нічний бік Землі, а також взимку на денний бік у області полярних шапок промениста енергія взагалі не надходить. Але у високих широтах заряджені частки можуть легко проникнути у густі шари атмосфери через хвіст магнітосфери. Оцінки, які наводяться у роботі [5], показують, що з урахуванням того, що корпускулярна та магнітна енергія надходить через вузьку приполюсну широтну зону біля зони полярних сьйв (авроральний овал), то доля цієї енергії досить значна. Дійсно, якщо прийняти ширину цього овалу, центр якого розташовується на 84° широти, у 10° то його площа на боці Землі, що освітлюється Сонцем, складає $9,35 \cdot 10^6 \text{ км}^2$. На цю площу необхідно помножити сонячну сталу у попередній формулі, а також на $\cos \varphi = 0,42$, що враховує кут падіння променів на горизонтальну площину. Якщо враховувати, що взимку сніговий покрив й хмарність можуть збільшити альbedo до $\alpha = 0,9$, то потік променистої енергії для цієї частини земної поверхні у одиницю часу складає $5 \cdot 10^{14} \text{ Вт}$.

З іншого боку, при інтенсивній магнітній бурі енергія, яка накопичується у хвості магнітосфери і складає біля 10^{18} Дж , переходить у верхні шари атмосфери за 10^4 с , тобто біля трьох діб. Отже у вузькому поясі дисипується енергія близько 10^{14} Вт . На нічній стороні Землі енергія сонячного вітру достатня, щоб чинити вплив на атмосферу, особливо у зимовий період. Отже, якщо потік цієї енергії ефективно направлений, то магнітосфера володіє ресурсами, які можуть чинити вплив на циркуляцію атмосфери. Повної ясності відносно механізму передачі цієї енергії ще немає. Але є підстави вважати, що дисипація цієї енергії у мезосфері й стратосфері призведе до підвищення температури в області аврорального овалу, що повинно чинити вплив на циркуляцію повітря у стратосфері. Дослідження останніх років свідчать про те, що між стратосферою й тропосферою, як показали чисельні розрахунки [10], в області добре розвиненого циклону існують канали обміну повітрям. Можливо по цих каналах й відбувається перенос зазначеної енергії в тропосферу.

Вплив геомагнітної активності на великомасштабні циркуляційні процеси північної півкулі був виявлений у ряді досліджень [6 – 9, 11]. В них відмічається, що меридіональна атмосферна циркуляція з несприятливими погодними умовами переважає у роки з низькою геомагнітною активністю. При високій геомагнітній активності спостерігається більш стійкі баричні утворення з широтним розташуванням висотної фронтальної зони. Звичайно, всі ці процеси, а саме підвищення температури, змінення циркуляції повітря у стратосфері й тропосфері, чинить вплив на формування полів загального вмісту озону у високих широтах.

На основі усього вищезазначеного, є підстави провести дослідження взаємозв'язків між характеристиками сонячної активності та особливостями циркуляційних процесів у стратосфері. Треба пам'ятати ще й про те, що від інтенсивності процесів, що відбуваються в атмосфері Сонця, залежить інтенсивність енергії у різних смугах поглинання молекул і атомів кисню, азоту й озону, що впливає на інтенсивність фотохімічних процесів у верхніх шарах атмосфери і, як наслідок, на їх температуру й повітряні рухи.

Матеріали і методи дослідження. У якості параметрів взбудженості магнітного поля будемо використовувати параметри Dst та AE [12], а у якості характеристик полів AT – 50 – головні компоненти полів геопотенціальних висот поверхні AT – 50 [13].

У якості методу дослідження взаємозв'язків між параметрами сонячної діяльності та циркуляційних процесів, був використаний метод взаємного спектрального аналізу [14].

Характер взаємозв'язку між двома випадковими функціями визначають взаємна коваріаційна – $K_{xy}(t_i; t_j)$ та взаємна кореляційна – $R_{xy}(t_i; t_j)$ функції.

Для системи випадкових процесів розглядаються взаємні спектральні щільності $S_{x_i x_j}(\omega)$, які є перетвореннями Фур'є від відповідних взаємних коваріаційних функцій. Взаємна спектральна щільність є функцією комплексною

$$S_{x_i x_j}(\omega) = C_{x_i x_j}(\omega) - iQ_{x_i x_j}(\omega), \quad (1)$$

де: $C_{x_i x_j}(\omega)$ – ко-спектр, $Q_{x_i x_j}(\omega)$ – квадратурний спектр.

Ко-спектр характеризує розкладання по частотах енергії синхронної взаємодії процесів $X_i(t)$ та $X_j(t)$. Квадратурний спектр характеризує розподіл по частотах енергії несинхронної взаємодії процесів $X_i(t)$ та $X_j(t)$.

Модуль взаємної спектральної щільності

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

називають амплітудним спектром, а функцію

$$\psi_{x_i x_j}(\omega) = \arctg \left[\frac{Q_{x_i x_j}(\omega)}{C_{x_i x_j}(\omega)} \right], \quad (3)$$

фазовим спектром.

Фазовий спектр визначає відставання по фазі процесу $X_j(t)$ від процесу $X_i(t)$ за умови, що величину $\psi_{x_i x_j}(\omega)$ вважають додатною від 0° до 180° і відставання $X_i(t)$ від $X_j(t)$, якщо фазовий спектр є від'ємним, тобто розташовується в межах від 180° до 360° [14].

Щоб перейти до одиниць часу використовують формулу

$$\psi_{x_i x_j}^\tau(\omega) = \frac{T_k}{360^\circ} \psi_{x_i x_j}^\Pi, \quad (4)$$

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

$$T_k = \frac{N_1 \Delta t}{k}, \quad (5)$$

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

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

$$\gamma(\omega) = \sqrt{\frac{C_{x_i x_j}^2(\omega) + Q_{x_i x_j}^2(\omega)}{S_{x_i}(\omega) S_{x_j}(\omega)}}. \quad (6)$$

Дана величина має сенс спектрального коефіцієнта взаємної кореляції процесів $X_i(t)$ та $X_j(t)$, який визначає тісноту кореляційного зв'язку між цими процесами на фіксованих частотах. Вона має назву когерентності й може приймати значення від 0 до 1 [14].

Результати дослідження та їх аналіз. Перш за все, розглянемо зв'язки між інтенсивністю корпускулярних потоків із магнітосфери у стратосферу, яка відбивається параметрами збурень магнітного поля Землі, та характеристиками структури полів геопотенціальних висот поверхні АТ – 50, яка розташовується у озоносфері, а саме головними компонентами цих полів.

Амплітудні спектри геомагнітного індексу Dst та перших трьох головних компонент полів АТ – 50 містяться на рис. 1 – 3.

У табл. 1 утримуються характеристики взаємозв'язку між індексом геомагнітного збурення Dst та першою головною компонентою полів геопотенціальних висот поверхні АТ – 50.

Аналіз амплітудних спектрів свідчить про те, що у них спостерігаються сплески на ряді частот (періодів), визначає сплески енергії взаємодії між випадковими величинами Dst і Z_i ($i=1,2,3$). Тому при подальшому аналізі аналізувалися взаємозв'язки тільки на тих періодах, де сплески амплітудного спектру сполучалися з високими значеннями когерентності. Такі сполучення майже завжди мали місце, тоді як на деяких періодах великі значення когерентності часто супроводжувалися малими значеннями амплітудного спектру і навпаки.

Таблиця 1 – Характеристики взаємозв'язків між індексом Dst та першою головною компонентою полів АТ – 50

№ п/п	T_k , місяць	T_k , рік	$A(\omega)$	$\gamma(\omega)$	$\psi(\omega)$, град.	ψ , місяць	ψ , рік
1	256,0	21,30	78,9	0,91	220,9	157,1	13,1
2	128,0	10,70	26,0	0,76	140,9	50,1	4,2
3	34,1	2,80	28,5	0,64	82,3	8,4	0,7
4	11,4	0,95	33,7	0,79	171,3	5,7	0,5
5	5,8	0,50	15,7	0,67	123,9	2,0	–
6	3,6	0,30	5,1	0,81	40,7	0,4	–
7	2,6	0,22	5,8	0,84	64,7	0,5	–
8	2,1	0,17	4,1	0,72	34,0	0,2	–

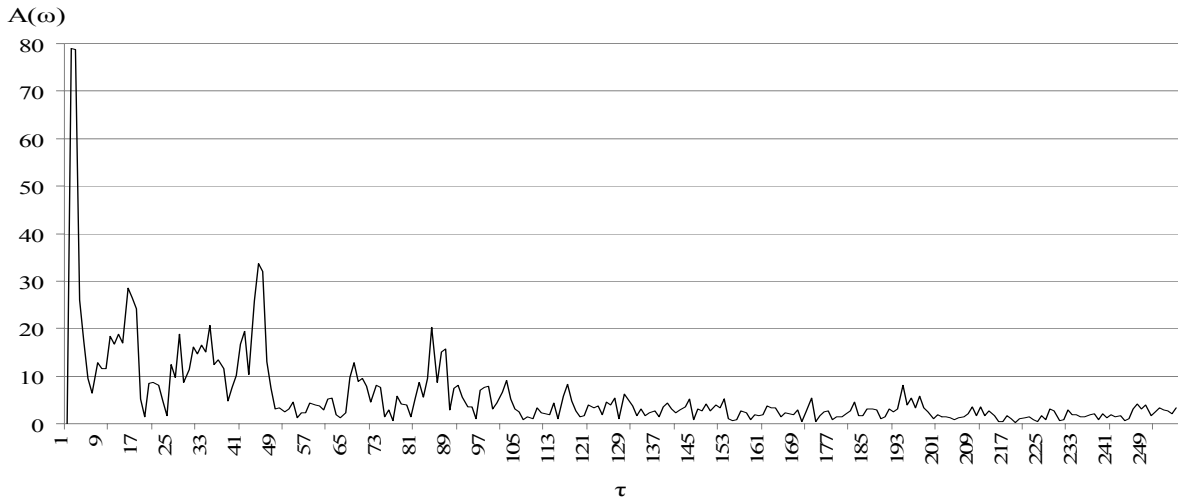


Рис. 1 – Амплітудний спектр геомагнітного індексу Dst та першої головної компоненти геопотенціалу АТ – 50.

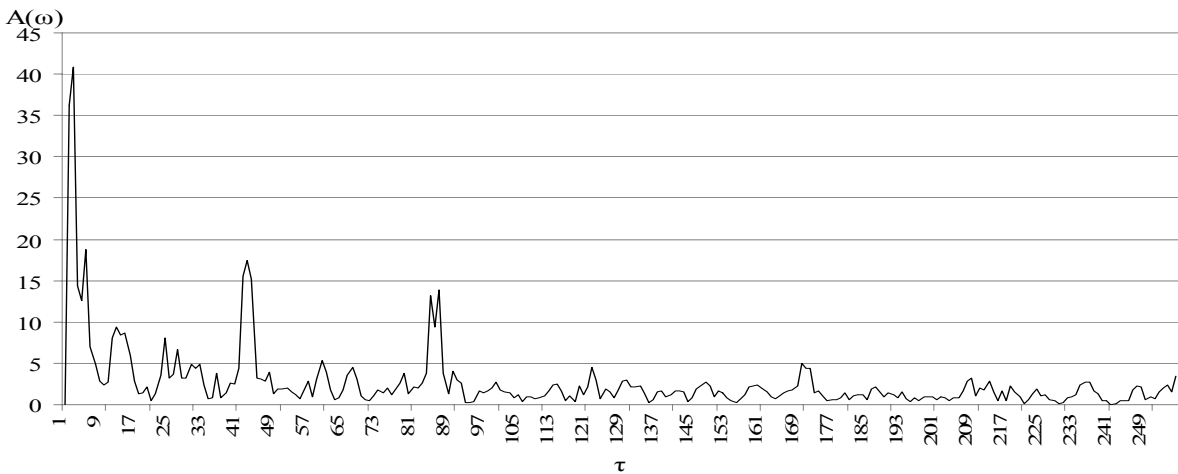


Рис. 2 – Амплітудний спектр геомагнітного індексу Dst та другої головної компоненти геопотенціалу АТ – 50.

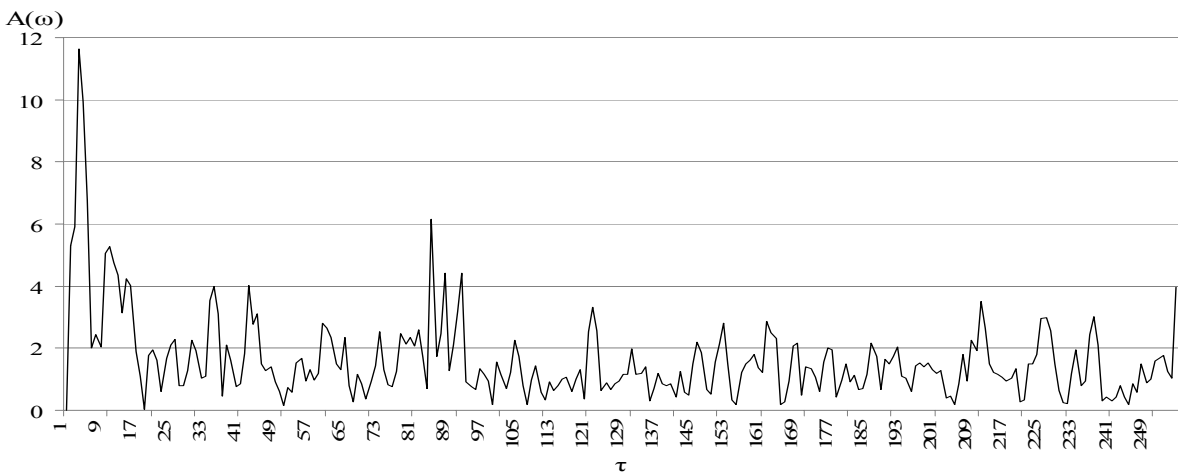


Рис. 3 – Амплітудний спектр геомагнітного індексу Dst та третьої головної компоненти геопотенціалу АТ – 50.

З табл. 1 видно, що спостерігається достатньо тісний статистичний зв'язок між збуреністю магнітного поля, а отже і інтенсивністю вторгнення в мезосферу і стратосферу корпускулярних потоків, та структурою найбільшого масштабу полів циркуляції в стратосфері, яку представляє перша головна компонента полів АТ – 50, на різних часових масштабах. Періоди взаємозв'язків у перших двох рядках збігаються із зніченими періодами сонячної активності. Крім того мають місце більш короткі часові періоди взаємозв'язків: квазітрьохрічний, річний, піврічний і трьох-двомісячний період. Звертає на себе увагу те, що у всіх випадках змінення геомагнітної активності попереджує зміненню циркуляції у стратосфері.

В табл. 2 знаходяться характеристики взаємного спектрального аналізу між індексом Dst і другою головною компонентою полів поверхні АТ – 50.

Таблиця 2 – Характеристики взаємозв'язків між індексом Dst та другою головною компонентою полів АТ – 50

№ п/п	T_K , місяць	T_K , рік	$A(\omega)$	$\gamma(\omega)$	$\psi(\omega)$, град.	ψ , місяць	ψ , рік
1	42,7	3,60	9,3	0,78	82,4	1,8	–
2	5,9	0,50	13,9	0,65	174,4	2,9	–
3	4,2	0,35	4,6	0,86	354,5	4,0	0,3
4	3,9	0,33	3,0	0,84	68,7	0,8	–
5	2,7	0,23	2,2	0,82	136,9	1,0	–
6	2,4	0,20	3,2	0,95	167,3	1,1	–

Аналіз даних табл. 2 свідчить про те, що між корпускулярними потоками, які відповідають збуренням магнітного поля, з одного боку і характеристиками циркуляційних процесів меншого масштабу, з іншого боку, спостерігаються взаємозв'язки на масштабах трьох-чотирьох років та масштабах декількох місяців. Як і у попередньому випадку, збурення магнітного поля попереджують флуктуації циркуляційних процесів. Аналогічні висновки випливають з даних табл. 3, де містяться результати взаємного спектрального аналізу між індексом магнітного збурення Dst та третьою головною компонентою полів геопотенціальних висот яка характеризує мінливість полів геопотенціальних висот поверхні АТ – 50, а отже циркуляційних процесів у стратосфері Західного сектору південної півкулі на масштабах, порівняних з масштабами циклонічних та антициклонічних вихорів.

Таблиця 3 – Характеристики взаємозв'язків між індексом Dst та третьою головною компонентою полів АТ – 50

№ п/п	T_K , місяць	T_K , рік	$A(\omega)$	$\gamma(\omega)$	$\psi(\omega)$, град.	ψ , місяць	ψ , рік
1	21,3	1,80	2,0	0,96	68,1	4,6	0,4
2	12,2	1,00	4,0	0,77	5,9	0,2	–
3	11,4	0,95	3,1	0,72	11,8	0,4	–
4	8,5	0,71	2,8	0,80	49,3	1,2	–
5	5,6	0,46	4,4	0,91	91,0	1,4	–
6	3,1	0,26	2,9	0,90	9,0	0,1	–
7	2,3	0,19	3,0	0,91	16,9	0,1	–

Найбільшим періодом, на якому спостерігається статистичний зв'язок, складає два роки і один рік. Далі періоди зменшуються до півроку і декількох місяців, причому варіації полів геопотенціальних висот відстають від варіацій геомагнітного індексу у всіх випадках й відставання складає у більшості випадків десяти частки місяця. Ці дані добре збігаються з оцінками переходу енергії корпускул з хвоста магнітосфери, де вона накопичується, у густі шари атмосфери [5].

Як зазначалося вище, ідея передачі корпускулярної енергії із магнітосфери у густі шари атмосфери полягає у тому, що вона переноситься головним чином у овалі, де формуються полярні спалахи. Тому цікаво розглянути характеристики взаємозв'язків між індексом геомагнітної активності АЕ, який характеризує геомагнітну активність саме в авроральному овалі, з першими трьома головними компонентами полів геопотенціальних висот поверхні АТ – 50, яка відбиває особливості циркуляції в стратосфері на цьому рівні у Західному секторі південної півкулі.

Амплітудні спектри індексу АЕ та головних компонент поверхні АТ – 50 подібні за своєю структурою до відповідних амплітудних спектрів індексів A_p та Dst . Вони представляють собою криві з частинними максимумами на відповідних часових інтервалах. Основуючись на зазначених вище принципах сумісного аналізу амплітудного (енергетичного) спектру і когерентності розглянемо особливості взаємозв'язків між індексом АЕ та головними компонентами. У табл. 4 містяться характеристики взаємозв'язку між індексом АЕ та першою головною компонентою полів геопотенціальних висот поверхні АТ – 50.

Таблиця 4 – Характеристики взаємозв'язків між індексом АЕ та першою головною компонентою полів геопотенціальних висот поверхні АТ – 50

№ п/п	T_K , місяць	T_K , рік	$A(\omega)$	$\gamma(\omega)$	$\psi(\omega)$, град.	ψ , місяць	ψ , рік
1	128,0	10,7	58,3	0,80	41,99	121,6	10,1
2	10,7	0,89	14,4	0,82	107,3	3,2	0,3
3	6,4	0,53	4,6	0,96	160,1	2,8	0,2
4	2,3	0,2	1,2	0,79	13,6	0,1	–

Видно, що найбільший період статистичного взаємозв'язку між збуренням магнітного поля в авроральному овалі та першою головною компонентою складає 10,7 років, що збігається із відомим періодом сонячної активності, причому реакція поля геопотенціалу настає майже одночасно з геомагнітним збуренням.

Крім вищезазначеного, виявляються квазірічний, піврічний та двохмісячний статистичні зв'язки. В них різниця фаз складає від 3 до 0,1 місяця з упередженням збурення геомагнітного поля в авроральному овалі.

Як зазначалося вище, перша головна компонента висвітлює найбільш великомасштабні атмосферні рухи. На другу головну компоненту припадає значно менша доля сумарної дисперсії полів АТ – 50. Тому друга головна компонента відноситься до особливостей структури рухів у стратосфері значно меншого масштабу. У табл. 5 утримуються характеристики взаємозв'язків між авроральним індексом та геомагнітної активності та другою головною компонентою полів геопотенціальних висот поверхні АТ – 50.

Із табл. 5 випливає, що як і з першою головною компонентою, виразно проявляється статистичний зв'язок між авроральним індексом АЕ та другою головною

компонентою на часовому масштабі біля 11 років. Останні зв'язки (майже на річному, піврічному, двох-трьохмісячних періодах) характеризуються малими фазовими зсувами з упередженнями у всіх випадках збурення геомагнітного поля в області овалу.

Таблиця 5 – Характеристики взаємозв'язків між індексом АЕ та другою головною компонентою полів геопотенціальних висот поверхні АТ – 50

№ п/п	T_K , місяць	T_K , рік	$A(\omega)$	$\gamma(\omega)$	$\psi(\omega)$, град.	ψ , місяць	ψ , рік
1	128,0	10,7	25,13	0,92	47,21	16,8	1,4
2	8,5	0,71	1,21	0,69	133,2	3,2	0,3
3	7,3	0,61	2,38	0,74	123,4	2,5	–
4	6,0	0,5	2,81	0,72	58,4	1,0	–
5	3,3	0,28	1,17	0,94	124,9	1,2	–
6	2,4	0,20	0,61	0,69	61,7	0,4	–

Третя головна компонента, що віддзеркалює, як вже зазначалося, аномалії полів геопотенціалу в стратосфері масштабів, порівняних з масштабами синоптичних вихорів, теж проявляє реакцію на збурення магнітного поля в авроральному овалі. Результати взаємного спектрального аналізу, які це підтверджують, містяться у табл. 6.

Таблиця 6 – Характеристики взаємозв'язків між індексом АЕ та третьою головною компонентою полів геопотенціальних висот поверхні АТ – 50

№ п/п	T_K , місяць	T_K , рік	$A(\omega)$	$\gamma(\omega)$	$\psi(\omega)$, град.	ψ , місяць	ψ , рік
1	85,3	7,10	6,97	0,84	43,9	10,4	0,9
2	13,5	1,10	2,34	0,85	360,0	13,5	1,0
3	3,9	0,30	0,49	0,74	41,3	0,4	–
4	3,1	0,25	1,05	0,94	148,3	1,3	–
5	2,7	0,23	0,91	0,90	114,5	0,9	–
6	2,1	0,18	1,22	0,92	53,6	0,3	–

Найбільшими масштабами, на яких виявляється статистичний зв'язок між авроральним індексом геомагнітного збурення й третьою головною компонентою полів геопотенціальних висот поверхні АТ – 50 і, як наслідок, циркуляційних процесів в стратосфері, є масштаб у 7 років, а також у один рік. З дуже великою когерентністю, більшою ніж 0,9, мають місце періоди у два-три місяці. У всіх випадках випереджують магнітні збурення, лише взаємозв'язок на періоді один рік відбувається синхронно.

Висновки. Виявлені статистичні зв'язки між геомагнітними індексами АЕ та Dst та головними компонентами полів геопотенціальних висот поверхні АТ – 50 різних часових масштабів: від багаторічних, що порівнювані з відомими періодами сонячної активності, до сезонних. Звертає на себе увагу те, що у всіх випадках змінення геомагнітної активності попереджує зміненню циркуляції у стратосфері.

Таким чином, наші дослідження підтверджують гіпотезу про вплив енергії заряджених часток, що надходять у магнітосферу Землі під час прояв сонячної активності на циркуляційні процеси.

Список литературы

1. Монин А.С. Введение в теорию климата – Л.: Гидрометиздат, 1982 – 246 с.
2. Монин А.С., Шишков Ю.А. История климата – Л.: Гидрометиздат, 1979 – 408 с.
3. Караханян А.А. Долговременные изменения атмосферной циркуляции и климата на территории Сибири // Оптика атмосферы и океана – 2005. – Т. 18, №12. – С. 1104 – 1106.
4. Караханян А.А., Жеребцов Г.А. и др. Долговременные изменения характеристик влажности воздуха на территории Северного полушария во второй половине XX века // Оптика атмосферы и океана – 2007. – Т. 20, №6. – С. 559 – 566.
5. Бахмутов В.Г. Палеовековые геомагнитные вариации: Киев: Наукова думка – 2006 – 295 с.
6. Bucha V. Influence of solar activity // Anal. Geophys. – 1988. – 6(5). – P. 513 – 524.
7. Bucha V. Influence of corpuscular radiation on changes in the middle atmosphere and troposphere // Adv. Space Res. – 1988. – 8, №2. – P.(7) 205 – (4) 210.
8. Bucha V. Bucha V. jr. Geomagnetic forcing of changes in climate and in the atmospheric circulation. // J. Atmosph. and Solar – Terrestrial Phys. – 1998, – 60, №2 – P. 145 – 149.
9. Roberts W.O. Olson R.H. New evidence for effects of variable solar corpuscular emission on the weather // Rev. Geophys. Space Phys. – 1973. – №11. 731 p.
10. Мартазинова В.Ф., Бахмутов В.Г., Чулков И.С. Геомагнитная активность и атмосферная циркуляция // Геофизический журнал. – 2004 – 26. №1 – С. 96 – 108.
11. Нерушаев А.Ф. Воздействие интенсивных атмосферных вихрей на озоновый слой Земли. – С. Пб.: Гидрометиздат, 2003. – 224 с.
12. Служба данных NOAA [Электронный ресурс]. – Режим доступа до журнала <http://www.ngdc.noaa.gov/seg/geomag/data/html/>
13. Галич Е.А. Бургаз А.А. Статистическая структура полей геопотенциальных высот в нижней стратосфере Южного полушария // Вісник Одеського державного екологічного університету – Одеса. – 2010. – Вип. 9. – С. 114 – 123.
14. Школьный Е.П., Лоева І.Д., Гончарова Л.Д. Методи обробки та аналізу гідрометеорологічної інформації: Підручник – К.: Міносвіти України, 1999. – 600 с.

Взаимосвязи параметров геомагнитной активности с циркуляционными процессами в западном секторе южного полушария. Школьный Е.П., Бургаз А.А.

Показаны особенности влияния параметров возмущенности магнитного поля Земли на формирование циркуляционных процессов в стратосфере. Определены статистически значимые периоды взаимодействий между главными компонентами полей геопотенциальных высот поверхности АТ – 50, что характеризуют циркуляционные процессы в стратосфере западного сектора южного полушария и часовыми последовательностями геомагнитных индексов Dst и AE

Ключевые слова: геопотенциал, геомагнитные индексы, главные компоненты.

Intercommunications of parameters of geomagnetical activity with circulation processes in the western sector of south hemisphere. Shkolniy E.P., Burgaz A.A.

The features of magnetic field of Earth revolted parameters influencing on forming of circulation processes in a stratosphere are shown . The meaningful periods of intercommunications between the main components surface АТ – 50 geopotential heights fields, that characterize circulation processes in the stratosphere of western sector of south hemisphere and the geomagnetical indexes Dst and AE sentinel sequences are determined.

Keywords: geopotential, geomagnetical indexes, main components.