

Винахід відноситься до радіолокаційної метеорології, а саме, до акустичних способів вимірювання параметрів атмосфери, і може бути використаний під час складання радіокліматичних карт і в роботах з прогнозу зв'язку, навігації і радіолокації.

Відомий спосіб вимірювання анізотропії індексу заломлення атмосфери Землі [М. П. Долуханов. Распространение радиоволн, изд. 3-е. - М: Изд-во «Связь», 1965. - 230 с] шляхом вимірювання величини повного тиску атмосфери (Р), температури атмосфери (Т) і тиску водяних парів повітря (е), обчислення на підставі обмірюваних величин (Р), (Т) і (е) індексу заломлення атмосфери (N) за формулою (1)

$$N = \frac{77,6}{T_{\text{град}}} \left(P_{\text{м.бар}} + \frac{4810e_{\text{м.бар}}}{T_{\text{град}}} \right), (1)$$

де Р - повний тиск атмосфери в м бар,
Т - температура повітря в градусах,
е - тиск водяних парів повітря в м бар.

Недоліком цього способу є те, що в ньому не враховується встановлений новий ефект в атмосфері Землі [Бондаренко М. Ф., Слипченко Н. И., Делов И. А., Леонидов А. В. Результаты измерений анизотропии температуры атмосферы в под часземном слое Земли контактным способом/ «Під часкладная радиоэлектроника». - 2005. Том 4. №4. - Харьков: ХНУРЭ. - С.383-393] ефект анізотропії молекулярних процесів, відповідно до якого хаотична швидкість і довжина вільного пробігу молекул, а отже, температура і щільність атмосфери, анізотропні. Величини цих параметрів істотно залежать від кута місця і різні для вертикального та горизонтального напрямків. Під часчому, анізотропія їх істотно змінюються з висотою і погодними умовами.

Цей спосіб взято нами як прототип.

В основу винаходу способу вимірювання анізотропії індексу заломлення атмосфери Землі поставлена задача підвищити точність вимірювання індексу заломлення атмосфери з урахуванням встановленого нового ефекту в атмосфері Землі - ефекту анізотропії молекулярних процесів, і тим самим підвищити точність і вірогідність прогнозу радіохвиль для служб зв'язку, навігації і радіолокації, за рахунок вимірювання анізотропії індексу заломлення атмосфери.

Ця задача вирішена таким чином.

У способі вимірювання анізотропії індексу заломлення атмосфери Землі, що включає в себе вимірювання тиску атмосфери (Р), температури атмосфери (Т) і тиску водяних парів повітря (е), обчислення на підставі обмірюваних величин (Р), (Т) і (е) індексу заломлення атмосфери (N) за формулою

$$N = \frac{77,6}{T_{\text{град}}} \left(P_{\text{м.бар}} + \frac{4810e_{\text{м.бар}}}{T_{\text{град}}} \right),$$

де Р - повний тиск атмосфери в м бар,
Т - температура повітря в градусах,
е - тиск водяних парів повітря в м бар

відповідно до винаходу під час обчислення індексу заломлення (N) за вище наведеною формулою вимірюють анізотропію температури повітря (Т) у вертикальній площині шляхом вимірювання коефіцієнта анізотропії коефіцієнта амбіполярної дифузії (D_{α}), а потім за допомогою поданої на графіку математичною залежністю коефіцієнта анізотропії величини (D_{α}) від коефіцієнта анізотропії температури (Т), розрахованої на підставі

відомої формули $D_{\alpha} = k \frac{T^{1/2}}{\rho}$ (де ρ - щільність атмосфери, k - постійний коефіцієнт), визначають анізотропію

температури для обмірюваних значень анізотропії величини D_{α} , причому анізотропію величини D_{α} визначають відомим способом на підставі отриманих під час радіолокаційних спостережень іонізованих метеорних слідів залежностей $D_{\alpha} = f(\alpha)$ і $D_{\alpha} = f(\beta)$ (де α - кут між вертикаллю і напрямком радіопроменя, а β - кут місця радіопроменя) шляхом визначення величини D_{α} для горизонтального напрямку ($D_{\alpha\Gamma}$) в результаті екстраполяції залежності $\lg D_{\alpha} = f(\lg \alpha)$ до значень $\alpha = 90^\circ$, і величини D_{α} для вертикального напрямку ($D_{\alpha\text{в}}$) в результаті екстраполяції залежності $\lg D_{\alpha} = f(\lg \beta)$ до значень $\beta = 0^\circ$, а потім для отриманих таким чином значень $D_{\alpha\Gamma}$ і $D_{\alpha\text{в}}$

знаходять коефіцієнт анізотропії величини D_{α} як $K_D = \frac{D_{\alpha\Gamma}}{D_{\alpha\text{в}}}$, після чого для знайденого значення K_D за

математичною залежністю анізотропії коефіцієнта амбіполярної дифузії від коефіцієнта анізотропії температури повітря, поданою на Фіг. 3, визначають коефіцієнт анізотропії температури повітря K_T , а потім для знайденої величини коефіцієнта анізотропії температури (K_T) обчислюють значення температури для горизонтального напрямку (T_{Γ}) і вертикального ($T_{\text{в}}$) з розв'язання системи рівнянь для двох невідомих (T_{Γ}) і ($T_{\text{в}}$)

$$\begin{cases} \frac{T_{\Gamma} + T_{\text{в}}}{2} = T_{\text{ср}} \\ \frac{T_{\Gamma}}{T_{\text{в}}} = K_T \end{cases}, (2)$$

де $T_{\text{ср}}$ - середнє значення температури, обмірюваної в період вимірювань на досліджуваній висоті, K_T - коефіцієнт анізотропії температури повітря, після чого для знайдених значень T_{Γ} і $T_{\text{в}}$ та обмірюваних у період

вимірювань величини повного тиску атмосфери (P) і тиску водяних парів (e) за формулою (1) розраховують значення індексу заломлення для горизонтального (N_r) і вертикального (N_b).

Розглянемо спосіб більш докладно.

На Фіг. 1 подана функціональна схема пристрою для реалізації цього способу.

На Фіг. 2 наведена залежність $\lg D_\alpha = f(\lg \alpha)$ і $\lg D_\alpha = f(\lg \beta)$

На Фіг. 3 наведена теоретична залежність анізотропії коефіцієнта амбіполярної дифузії (D_α) від анізотропії температури атмосфери (T), розрахована на підставі відомої формули $D_\alpha = k \frac{T^{1/2}}{\rho}$ (де ρ - щільність атмосфери, k - постійний коефіцієнт).

На Фіг. 4 наведені результати оцінки індексу заломлення для вертикального (N_b) і горизонтального (N_r) напрямків, отримані нами в результаті використання даних, отриманих у [Делов И. А. Анизотропия параметров ионизованного метеорного следа, связанных с молекулярными процессами в атмосфере// Изв. АН СССР Геомagnetизм и аэрoнoмия. - 1986, Т. 26, №2. - С.265-268]. Ці результати були отримані таким чином.

Дані, що подані на Фіг. 2, взяті з роботи [Делов И. А. Анизотропия параметров ионизованного метеорного следа, связанных с молекулярными процессами в атмосфере// Изв. АН СССР Геомagnetизм и аэрoнoмия. - 1986, Т. 26, №2. - С.265-268] і використовуються нами тут як приклад визначення анізотропії величини D_α під час радіолокації метеорних слідів.

На підставі Фіг. 2, де подані залежності $\lg D_\alpha = f(\lg \alpha)$ і $\lg D_\alpha = f(\lg \beta)$, були знайдені значення D_α для горизонтального напрямку $D_{\alpha r}$ шляхом екстраполяції залежності $\lg D_\alpha = f(\lg \alpha)$ до значень $\alpha = 90^\circ$ і для вертикального напрямку $D_{\alpha b}$ шляхом екстраполяції залежності $\lg D_\alpha = f(\lg \beta)$ до значень $\beta = 90^\circ$. Потім для отриманих значень $D_{\alpha r}$ і $D_{\alpha b}$, був обчислений коефіцієнт анізотропії D_α як $K_D = \frac{D_{\alpha r}}{D_{\alpha b}}$. Після чого для знайденого

значення K_D за математичною залежністю коефіцієнта анізотропії дифузії від коефіцієнта анізотропії температури повітря K_T з Фіг. 3 було знайдено коефіцієнт анізотропії температури повітря K_T , а потім для знайденої величини коефіцієнта анізотропії температури (K_T) були обчислені значення температури для горизонтального напрямку (T_r) і вертикального (T_b) з розв'язання системи рівнянь із двох невідомих (T_r) і (T_b)

$$\begin{cases} \frac{T_r + T_b}{2} = T_{cp} \\ \frac{T_r}{T_b} = K_T \end{cases},$$

де T_{cp} - середнє значення температури, обмірюване в період вимірювань на досліджуваній висоті, K_T - коефіцієнт анізотропії температури.

Після чого для знайдених значень T_r і T_b та обмірюваних у період змін на досліджуваних висотах величин повного тиску атмосфери (P) і тиску водяних парів (e) за формулою (1) були обчислені значення індексу заломлення атмосфери для горизонтального напрямку (N_r) і вертикального (N_b). Результати оцінки (N_r) і (N_b) подані в табл. 1 (Фіг. 4).

Як впливає з таблиці, поданої на Фіг. 4, отримані індекси заломлення атмосфери на досліджуваних висотах (≈ 95 км) істотно (приблизно вдвічі) відрізняються у вертикальному напрямку (N_b) від горизонтального (N_r).

Подана на Фіг. 3 теоретична залежність коефіцієнта анізотропії коефіцієнта амбіполярної дифузії (D_α) від анізотропії температури (T) були отримані таким чином.

Задавалися значенням коефіцієнта анізотропії температури атмосфери на досліджуваній висоті, рівним K_T (n_1, n_2, n_3 і т.д.) і для цих значень за формулою $D_\alpha = k \frac{T^{1/2}}{\rho}$ визначався коефіцієнт величини анізотропії D_α . При

цьому враховувалося, що, відповідно до закону Паскаля, тиск повітря (P) на будь-якій висоті в усі сторони однаковий, тобто $P = \rho T = \text{const}$. У цьому випадку, якщо, наприклад, температура (T) зросла в горизонтальному напрямку, то для виконання умови $P = \rho T = \text{const}$ необхідно, щоб щільність атмосфери в цьому напрямку (ρ) у стільки ж разів зменшилася, і тоді, згідно з виразом $D_\alpha = k \frac{T^{1/2}}{\rho}$, величина D_α зростає за рахунок збільшення T у

\sqrt{n} разів, а за рахунок ρ - у n разів, тобто D_α в цьому напрямку зростає в $n\sqrt{n}$ разів. Наприклад, температура повітря в горизонтальному напрямку порівняно з вертикальним зросла вдвічі, тобто анізотропія температури дорівнює $K_T = 2$, величина D_α в цьому напрямку зростає у $n\sqrt{n} = 2 \cdot 1.4 = 2.8$ рази, тобто анізотропія D_α відповідно дорівнюватиме $K_{D_\alpha} = 2.8$. Якщо коефіцієнт анізотропії став рівним $K_T = 3$, то коефіцієнт анізотропії величини D_α дорівнюватиме $n\sqrt{n} = 3 \cdot 1.7 \approx 5.1$ і так далі, задаючи анізотропією температури атмосфери в такий спосіб, визначаємо коефіцієнт анізотропії величини D_α . Маючи отриману таким чином теоретичну залежність

коефіцієнта анізотропії величини D_α від коефіцієнта анізотропії температури T , можна вирішити зворотну задачу, тобто для обмірюваного коефіцієнта анізотропії величини D_α можна за теоретичною залежністю, представленою на Фіг. 3, визначити коефіцієнт анізотропії температури атмосфери.

Суть способу.

За допомогою метеорного радіолокатора шляхом реєстрації радіоехо від іонізованих метеорних слідів ведуть реєстрації амплітудно-часових характеристик радіоехо. Потім за отриманими даними відомим способом [Делов И. А. Анизотропия параметров ионизованного метеорного следа, связанных с молекулярными процессами в атмосфере// Изв. АН СССР Геомагнетизм и аэронавигация. - 1986, Т. 26, №2. - С.265-268] визначають величину D_α , і будують залежності $\lg D_\alpha = f(\lg \alpha)$, $\lg D_\alpha = f(\lg \beta)$. За отриманими залежностями відомим способом [Делов И. А. Анизотропия параметров ионизованного метеорного следа, связанных с молекулярными процессами в атмосфере// Изв. АН СССР Геомагнетизм и аэронавигация. - 1986, Т. 26, №2. - С.265-268] визначають величину D_α для вертикального $D_{\alpha v}$ і горизонтального $D_{\alpha g}$ напрямків. Після чого знаходять коефіцієнт анізотропії величини D_α як $K_{D_\alpha} = \frac{D_{\alpha g}}{D_{\alpha v}}$.

Потім будують теоретичну залежність коефіцієнта анізотропії величини D_α (K_{D_α}) від коефіцієнта анізотропії температури атмосфери (K_T). Задаючи значеннями коефіцієнта анізотропії температури атмосфери на досліджуваній висоті, рівними $K_T = n_1, n_2, n_3$ і т.д., за формулою $D_\alpha = k \frac{T^{1/2}}{\rho}$, визначають коефіцієнт анізотропії величини D_α . При цьому враховується, що, відповідно до закону Паскаля, тиск повітря (P) на будь-якій висоті в усі боки однаковий, тобто $P = \rho T = \text{const}$. Тому під час збільшення температури в n разів щільність атмосфери повинна у стільки ж разів зменшитися, щоб величина P не змінилася, а величина D_α в цьому напрямку зростає відповідно виразу $D_\alpha = k \frac{T^{1/2}}{\rho}$ в $n\sqrt{n}$ разів.

Маючи залежність коефіцієнта анізотропії величини D_α (K_{D_α}) від коефіцієнта анізотропії величини $T(K_T)$, для обмірюваного значення величини K_{D_α} знаходять величину коефіцієнта анізотропії температури (K_T), а потім визначають величину T_r і T_v , розв'язуючи систему рівнянь для двох невідомих T_r і T_v

$$\begin{cases} \frac{T_r + T_v}{2} = T_{cp} \\ \frac{T_r}{T_v} = K_T \end{cases}$$

ТУТ T_{cp} - середнє значення температури, обмірюване в період вимірювань на досліджуваній висоті, а K_T - коефіцієнт анізотропії температури.

Після чого для знайдених значень T_r і T_v та обмірюваних у період змін величини повного тиску атмосфери (P) і тиску водяних парів (e) за формулою (1) розраховують значення індексу заломлення атмосфери для горизонтального напрямку (N_r) і вертикального (N_v).

Розглянемо пристрій для реалізації запропонованого способу, функціональна схема якого подана на Фіг. 1. Пристрій містить передавач (1), виходом приєднаний до передавальної антени (2), а входом - до синхронізатора (3); приймач (4), входом приєднаний до приймальної антени (5), а виходом - до входу синхронізатора (3), що виходом приєднаний до приймача (4), передавача (1) і ЕОМ (6); ЕОМ (6) виходом приєднаний до синхронізатора (3).

Розглянемо роботу пристрою.

За командою з ЕОМ (6) передавач (1) через передавальну вузькоспрямовану антену випромінює під визначеним кутом місця β радіопульс, радіоехо, що відбилося від іонізованого метеорного сліду приймається приймальною антеною (5), підсилюється у приймачі (4) до потрібного рівня і надходить на ЕОМ (5). Одночасно в ЕОМ (5) надходить значення дальності до метеорного сліду і кут місця β радіопроменя. В ЕОМ (5) за заданим алгоритмом визначаються всі необхідні дані для розрахунку індексу заломлення у вертикальному (N_v) і горизонтальному (N_r) напрямках. Вимірювання проводяться протягом часу, необхідного для одержання потрібного статистичного матеріалу.

На виході ЕОМ (5) ми одержуємо значення N_v і N_r , обмірювані за заданий інтервал часу для визначеного висотного інтервалу.

Як впливає з вищесказаного і табл. 1, запропонований спосіб дозволяє підвищити точність і вірогідність вимірювання індексу заломлення (N) з урахуванням нового ефекту, встановленого в атмосфері Землі, шляхом вимірювання анізотропії амбіполярної дифузії D_α . Це дозволяє, в свою чергу, підвищити точність і вірогідність прогнозу радіохвиль для служб зв'язку, навігації і радіолокації.

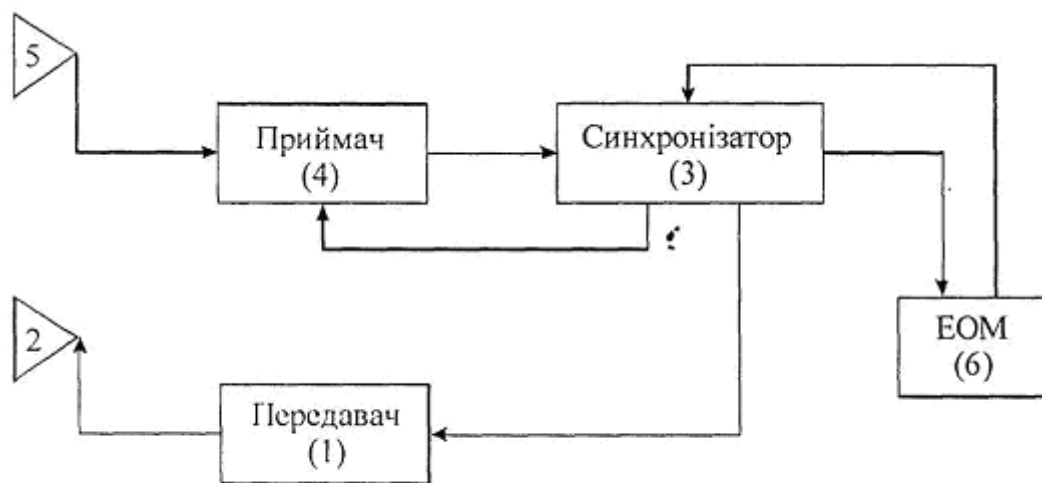


Fig. 1

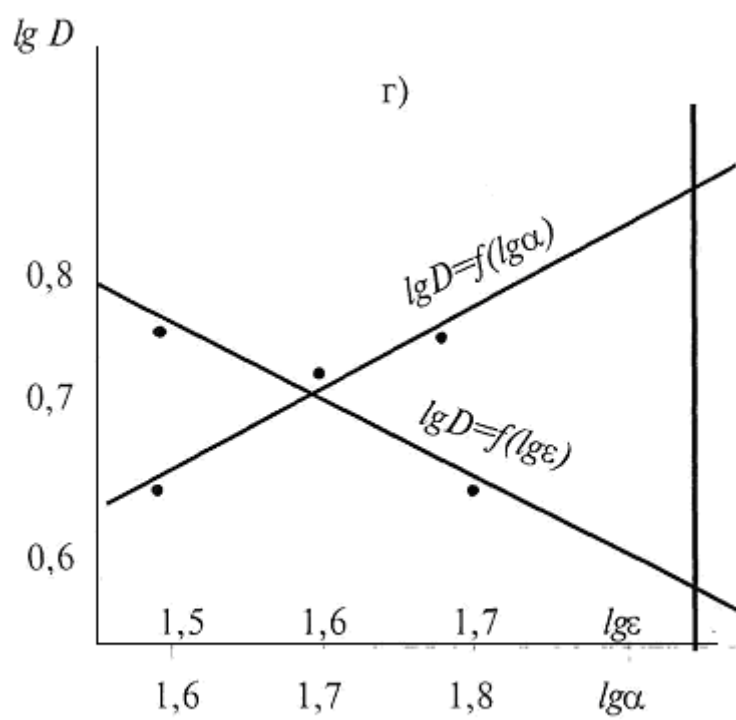
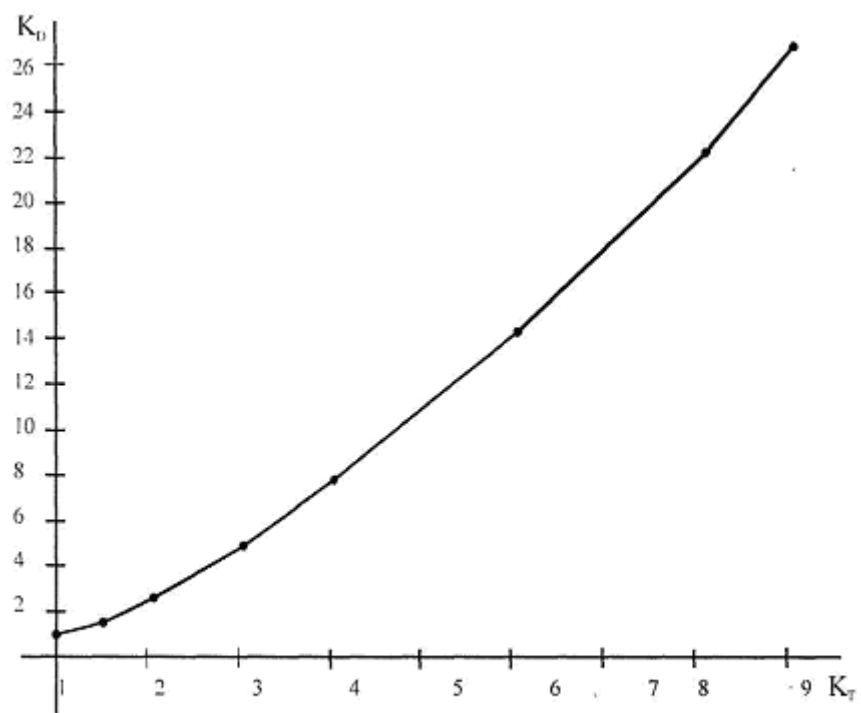


Fig. 2



Фіг. 3

Таблиця 1

Вихідні дані	Результати розрахунку					
	K_D	K_T	T_z	T_e	N_z	N_e
$h = 95$ км	2,2	1,7	233°	137°	$614 \cdot 10^{-6}$	$1044 \cdot 10^{-6}$
$P = 1,844 \cdot 10^{-3}$ мбар						
$e = 0$						
$T_{cp} = 185^\circ$						

Фіг. 4