

УДК 523.3+521.97+528.514+551.241

І. М. Тегза, І. В. Швалагін

Ужгородський національний університет
88000, Ужгород, вул. Далека, 2-А

Порівняльний аналіз моделей тропосферної затримки радіосигналу

Зроблено детальний аналіз восьми моделей, які використовуються для передбачення тропосферної затримки радіосигналу. Розглянуто допуски і наближення та специфічні особливості кожної моделі. Зроблено оцінку кожної моделі для гідростатичного, вологого компонента та загальної атмосферної поправки, оцінку виконання семи функцій відображення для гідростатичного та вологого компонента затримки на основі даних аерологічного зондування атмосфери в шести пунктах України. Зроблено порівняння з результатами, отриманими іншими дослідниками. Дано рекомендації щодо застосування тієї чи іншої моделі та вказано можливі шляхи їх вдосконалення.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ МОДЕЛЕЙ ТРОПОСФЕРНОЙ ЗАДЕРЖКИ СИГНАЛА, Тегза И. М., Швалагин И. В. — Сделан детальный анализ восьми моделей, используемых для предвидения тропосферной задержки радиосигнала. Рассмотрены допуски и приближения, а также специфические особенности каждой модели. Сделана оценка адекватности каждой модели для гидростатического, влажного компонента и общей поправки в дальность, оценку выполнения семи функций отображения на основе данных аерологического зондирования в шести пунктах Украины. Сделано сравнение с результатами, полученными другими исследователями. Даны рекомендации относительно применения той или иной модели и указаны возможные пути их усовершенствования.

COMPARATIVE ANALYSIS OF THE MODELS USE FOR THE TROPOSPHERIC DELAY PREDICTION OF RADIOSIGNAL, by Tegza I. M., Shvalagin I. V. — Eight models used for tropospheric delay prediction are analysed in detail. Assumptions, approximations, and particularity of each model are examined. On the basis of the radio sounding data obtained at 6 station in Ukraine we estimate the performance of each model for the hydrostatic, wet and total atmospheric range correction. We also estimate 7 mapping functions for the hydrostatic and wet delay. Our results are compared with those obtained by other investigators. Recommendations to application of one or other model are given, and probable methods for their improvement are pointed out.

ВСТУП

В останнє десятиріччя різко зросла кількість задач, в яких як базисні використовуються виміряні відстані до штучних супутників Землі (ШСЗ) в різних галузях наукової і практичної діяльності. З підвищенням інструментальної точності приладів, появою нових методик і задач зростають вимоги до максимально можливого врахування похибок вимірювань. Одним із основних джерел цих похибок є атмосфера Землі. Так, сучасна точність визначення положення станції по горизонтальній складовій при GPS-спостереженнях (GPS — глобальна система визначення місцеположення) близька до 3 мм. Вертикальна складова, як правило, визначається удвічі-втричі гірше через вплив флуктуацій вологості складової показника заломлення повітря, які важко змоделювати [4].

Поправка у відстань, спричинена затримкою радіосигналу в нейтральній атмосфері (шар атмосфери від поверхні Землі до висоти 70 км, який надалі для простоти будемо називати тропосферою), при умові сферичної симетрії визначається за строгою формулою [2]:

$$\Delta\rho = 10^{-6} \int_{h_0}^{h_{\max}} \frac{N}{\sqrt{1 - \left(\frac{n_0(R_E + h_0)}{n(R_E + h)} \sin Z_0\right)^2}} dh, \quad (1)$$

де $N = 10^6(n - 1)$; n — показник заломлення повітря; h_0 — висота станції над рівнем моря, h_{\max} — висота, до якої проводиться інтегрування (висота атмосфери); Z_0 — видима зенітна відстань супутника. Індекс рефракції N в радіодіапазоні визначається за формулою Тейєра [5, 7]:

$$N = k_1 \left(\frac{P_d}{T}\right) Z_d^{-1} + k_2 \left(\frac{e}{T}\right) Z_w^{-1} + k_3 \left(\frac{e}{T^2}\right) Z_w^{-1}, \quad (2)$$

P_d — тиск сухого повітря в мбар (1 мбар = 10^2 Па), e — парціальний тиск водяної пари в мбар, Z_d^{-1} і Z_w^{-1} — обернені коефіцієнти стисливості повітря, які враховують відхилення стану реального повітря від стану ідеального газу [5, 7].

Коефіцієнти k_1 , k_2 і k_3 мають такі значення:

$$k_1 = 77.6036 \pm 0.014 \text{ К/мбар},$$

$$k_2 = 64.8000 \pm 0.080 \text{ К/мбар},$$

$$k_3 = (3.7760 \pm 0.004) \cdot 10^5 \text{ К}^2/\text{мбар}.$$

Використавши рівняння стану для неідеального газу, формулу (2) можна перетворити до такого виду:

$$N = k_1 \left(\frac{P - e}{T}\right) Z_d^{-1} + k_1 \frac{R_d}{R_w} k_2 \left(\frac{e}{T}\right) Z_w^{-1} + k'_2 \left(\frac{e}{T}\right) Z_w^{-1} + k_3 \left(\frac{e}{T^2}\right) Z_w^{-1}, \quad (3)$$

де $k'_2 = 17 \pm 10$ К/мбар, P — повний барометричний тиск, $R_d/R_w = 0.622$ — відношення газових сталих сухого повітря та водяної пари [5—7].

Згідно з формулою (2) загальну атмосферну поправку у відстань розділяють на поправку, спричинену сухими газами, яка визначається формулою (1), де як N взято перший доданок в (2) (сухий компонент затримки), та на поправку, спричинену водяною парою (вологий компонент затримки); при цьому N береться як сума другого та третього доданків (2). Аналогічно, згідно з формулою (3) поправку розділяють на гідростатичну (перший та другий доданки в (3)) та негідростатичну (третій та четвертий

доданки). Цю різницю потрібно мати на увазі, оскільки значення гідростатичного та сухого компонентів визначаються по-різному, тому вони не збігаються, як і значення вологого та негідростатичного компонентів.

МОДЕЛЮВАННЯ ТРОПОСФЕРНОЇ ЗАТРИМКИ РАДІОСИГНАЛУ

Для визначення поправки $\Delta\rho$ за формулою (1) необхідно знати реальні значення P , e , T (або N) по всій висоті атмосфери. У випадку відсутності таких даних (даних аерологічного зондування атмосфери), $\Delta\rho$ шукають за наближеними формулами-моделями. Часто поправку на будь-якій зенітній відстані визначають як

$$\Delta\rho(Z) = \Delta\rho(0) \cdot mf(Z), \quad (4)$$

де $\Delta\rho(0)$ — поправка в напрямку зеніту, $mf(Z)$ — функція відображення. Тоді окремо моделюється $\Delta\rho(0)$ і окремо функція відображення.

Для порівняння точності різних моделей ми відібрали такі моделі: модель Хопфільд [5, 7], термодинамічну [7], Чао [5, 8], Дейвіса [5], Саастамойнена [3, 5], Марині—Саастамойнена, глобальну та кліматичну моделі Іфадіса [5], модель Аскне і Нордіуса для негідростатичного компонента в зеніті в комбінації з глобальною функцією відображення Іфадіса [5]. Для того щоб зробити повний аналіз моделей, опишемо допуски і наближення, а також деякі деталі побудови моделей.

1. Всі моделі припускають сферичну симетрію в атмосфері. Це ж припущення застосовується і при визначенні еталонного значення $\Delta\rho_E$ на основі аерологічного зондування.

2. *Модель Хопфільд.* а) Температура повітря лінійно зменшується в тропосфері і залишається постійною в стратосфері. Реально температура знову збільшується в шарі стратосфери приблизно від 25 до 45 км [1, 8], тоді як інтегрування проводиться до висоти 45—50 км. б) Початково формула виведена для сухого компонента і в аналогічній формі застосована для вологого компонента (тобто вона не виводиться, а постулюється). Існує багато варіантів моделі Хопфільд, відрізняються вони лише методом розв'язку інтегралу в (1). Ми вибрали найбільш загальну форму, тобто формули (1)—(2), де інтеграл розв'язувався чисельним методом Сімпсона.

3. *Термодинамічна модель.* а) В термодинамічній моделі N обчислюється за формулою (1), де P і T обчислюється за формулами політропної моделі атмосфери, а градієнт температури визначається як

$$\gamma = \frac{g}{c'_p} \approx -9.8 \text{ К/км}, \quad (5)$$

де c'_p — питома теплоємність повітря, g — прискорення вільного падіння на висоті h . Інші величини знаходяться із термодинамічних співвідношень. Градієнт температури (5) — це сухоадіабатичний градієнт температури в тропосфері, реальний градієнт в середньому рівні -6.5 К/км. б) Інтегрування проводиться до висоти $h_{\max} = c'_p T_0 / g$, яка в середньому становить 28—30 км. При такому градієнті на цій висоті температура становить 10—20 К, тоді як реальна температура на цій висоті 220 К. Крім того, формули політропної моделі атмосфери справедливі до висоти тропопаузи (≈ 11.5 км), а у цій моделі вони застосовуються у всьому шарі, де ведеться інтегрування, до висоти h_{\max} (≈ 30 км). Це приводить до грубих відхилень обчислень значень P , T , e від реальних, хоча при визначенні $\Delta\rho$ ці похибки компенсують одна одну.

4. *Моделі Саастамойнена та Марині—Саастамойнена* спроектовані для максимальної зенітної відстані 80° . При більших Z формули стають

недостатньо точними, і їх застосовувати не слід [3, 5]. Ми приводимо результати обчислень за цими моделями на $Z = 85^\circ$ лише для ілюстрації (взято табличні поправки Саастамойнена для $Z = 80^\circ$).

5. *Моделі Чао, Девіса та Іфадіса.* а) У всіх цих моделях для гідростатичної складової в зенітному напрямку використовуються однакові формули, відрізняються вони лише функціями відображення [5, 7]. б) Функція відображення Девіса була розроблена на основі теоретичних (а не реальних) висотних профілів метеопараметрів.

Як відмічається в [7], в деяких публікаціях приводяться неправильні значення коефіцієнта a_2 . Більше того, сама форма глобальної функції відображення Іфадіса дається по-різному в різних публікаціях. Так, в оригінальній роботі [5] глобальна функція Іфадіса має вид

$$mf(Z) = \frac{1}{\cos(Z) + \frac{a_1}{\cos(Z) + \frac{a_2}{\cos(Z) + a_3}}}, \quad (6)$$

де коефіцієнти a_i визначаються з формул

$$\begin{aligned} a_1 &= 0.1237 \cdot 10^{-2} + 0.1316 \cdot 10^{-6}(P_0 - 1000) + \\ &+ 0.1378 \cdot 10^{-5}(t_0 - 15) + 0.8057 \cdot 10^{-5}\sqrt{e_0}, \\ a_2 &= 0.3333 \cdot 10^{-2} + 0.1946 \cdot 10^{-6}(P_0 - 1000) + \\ &+ 0.1040 \cdot 10^{-6}(t_0 - 15) + 0.1747 \cdot 10^{-6}\sqrt{e_0}, \\ a_3 &= 0.078. \end{aligned}$$

В роботі [7] приводиться інша форма функції відображення Іфадіса:

$$mf(Z) = \frac{1 + \frac{a_1}{1 + \frac{a_2}{1 + a_3}}}{\cos(Z) + \frac{a_1}{\cos(Z) + \frac{a_2}{\cos(Z) + a_3}}}, \quad (7)$$

де коефіцієнти a_1 і a_3 визначаються як вище наведені, а a_2 визначається виразом

$$\begin{aligned} a_2 &= 0.3333 \cdot 10^{-2} + 0.1946 \cdot 10^{-6}(P_0 - 1000) + \\ &+ 0.1040 \cdot 10^{-4}(t_0 - 15) + 0.1747 \cdot 10^{-6}\sqrt{e_0}. \end{aligned}$$

Згідно з роботою [7] ця функція узгоджена з оригінальною публікацією Іфадіса та підтверджена при особистому спілкуванні з автором. Застосування формули (6) дає дещо гірші результати, тому для обчислень ми використали формулу (7).

Для кліматичної моделі Іфадіса ми використали модель, представлену в [5], а також модель Аскне і Нордіуса для вологості зенітної затримки, яка дається в [5], в комбінації з глобальною функцією відображення Іфадіса [5].

РЕЗУЛЬТАТИ ТА ОБГОВОРЕННЯ

Як еталон використовувалось значення $\Delta\rho_E$, обчислене за формулами (1)–(3) на основі даних аерологічного зондування атмосфери, яке проводи-

Кількість зондувань та характеристики станцій

Пункт		Кількість зондувань	h_1 , км	γ , К/км
Київ	день	58	11.303	-6.251
	ніч	140	11.402	-6.337
Львів	день	62	11.254	-6.610
	ніч	134	11.058	-6.324
Сімферополь	день	84	11.771	-6.840
Ужгород	день	49	11.255	-6.740
	ніч	119	11.267	-6.506
Чернівці	день	49	11.236	-6.629
	ніч	104	11.151	-6.560
Шепетівка	день	32	10.684	-6.104
	ніч	110	11.165	-6.415

лось протягом року в шести пунктах України при ясній погоді в денний і нічний час. Кількість зондувань та середні параметри (висота тропопаузи, середній градієнт температури в тропосфері) для досліджуваних пунктів, які були використані для обчислень, представлені в таблиці.

Сумарна поправка за всю атмосферу (1) знаходилась як сума поправок в кожному «радіозондовому» шарі, на нижній і верхній межі якого значення метеопараметрів були виміряні радіозондом. В точках розбиття такого шару ми визначали N інтерполюванням за формулою

$$N = N_1 \exp[-\alpha(h - h_1)], \quad (8)$$

де

$$\alpha = - \frac{\ln(N_2/N_1)}{h_2 - h_1}, \quad (9)$$

індекси 1 і 2 відносяться до нижньої і верхньої межі шару відповідно.

В кожному такому шарі інтегрування проводилось методом Сімсона із заданою точністю 10^{-10} , при цьому кількість розбиттів проміжку інтегрування змінювалось від 4 до 258. Для сухого та гідростатичного компонентів інтегрування проводилось до висоти 70 км. На висотах, вищих від висоти підйому радіозонда, значення метеопараметрів брались із стандартної атмосфери СА-81 [1]. Для вологого та негідростатичного компонентів інтегрування проводилось до висоти 35 км, при цьому на висотах, більших за висоту підйому радіозонда значення парціального тиску водяної пари e екстраполювалось за формулою

$$e(h) = e_0 \exp\left(\frac{h - h_0}{h_e}\right), \quad (10)$$

де $h_e = 2$ км — середнє для всіх пунктів значення висотного параметра.

Таким чином, на кожену дату інтегрування проводилось до однакової висоти. Також окремо визначалась геометрична поправка [2] в шарі від поверхні до висоти 70 км. В залежності від моделі бралась різниця еталон—модель, де значення еталону було $\Delta\rho_E$ (сухе) або $\Delta\rho_E$ (гідростатичне), $\Delta\rho_E$ (вологе) або $\Delta\rho_E$ (негідростатичне). Геометрична поправка додавалась до значення $\Delta\rho_E$ (гідростатичне) для тих моделей, які враховують цю поправку (всі моделі, крім термодинамічної та Хопфільд). За основу абсолютного критерію адекватності моделей та функцій відображення бралась загальна похибка моделі

$$\xi = \sqrt{\delta^2 + \sigma^2}, \quad (11)$$

де δ — середнє за рік значення різниці «еталон – модель», σ — середнє квадратичне відхилення різниці «еталон – модель».

Рис. 1, а демонструє адекватність моделей гідростатичної складової для Сімферополя (денні дані) на різних Z . До $Z = 80^\circ$ найкращими є моделі Чао, Іфадіса глобальна, Девіса та Марині—Саастамойнена. Ці ж моделі найкращі на всіх Z , окрім моделі Чао. Найгірші — модель Хопфільд термодинамічна (на малих Z) та кліматична модель Іфадіса (на великих Z). Похибка моделі Саастамойнена плавно збільшується із збільшенням Z . Для моделі Чао на $Z = 85^\circ$ похибка становить $\xi = 0.32$ м, для кліматичної моделі Іфадіса $\xi = 0.65$ м. Оскільки модель Хопфільд та термодинамічна погано працюють в

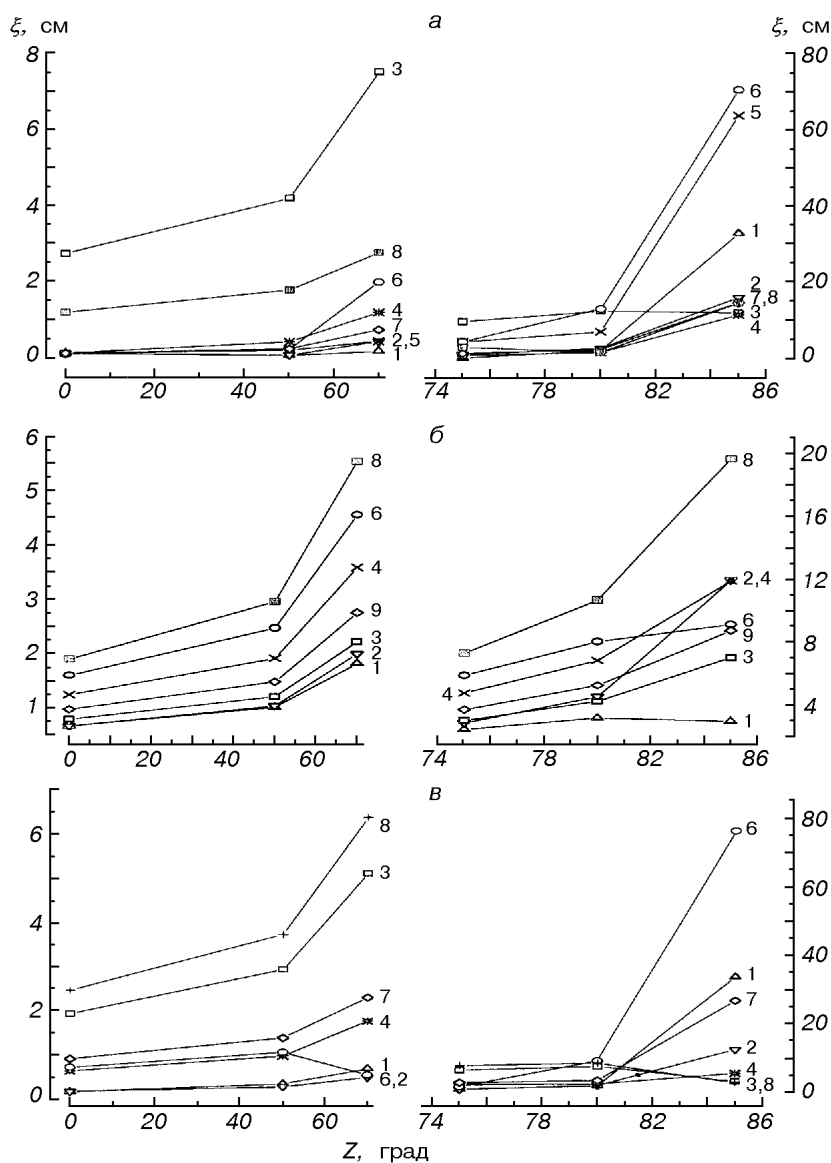


Рис. 1. Похибка моделей на різних Z для підстатичної (а), вологості (б) та загальної затримки (в) для різних пунктів. 1 — модель Чао, 2 — Девіса, 3 — Хопфільд, 4 — Іфадіса глобальна, 5 — Іфадіса кліматична, 6 — Саастамойнена, 7 — Марині — Саастамойнена, 8 — термодинамічна, 9 — Аскне і Нордіуса

зеніті і відповідно зі збільшення Z відхилення моделі від еталону плавно збільшується, можна зробити висновок, що причиною великих похибок цих моделей є погано змодельований профіль N . В кліматичній моделі Іфадіса поправка добре визначена в зеніті, але із збільшенням Z швидко збільшується похибка ξ . Очевидно, тут неадекватна функція відображення. Моделі Саастамойнена та Марині—Саастамойнена спроектовані для $Z \leq 80^\circ$. Ми подаємо дані для $Z = 85^\circ$ лише для ілюстрації, хоча модель Марині—Саастамойнена дає непоганий результат. Така адекватність моделей для гідростатичного сухого компонента характерна для всіх пунктів як вдень, так і вночі.

Рівень адекватності моделей вологої негідростатичної складової для Львова (нічні дані) демонструє рис. 1, б. У всьому діапазоні Z найкраще працює модель Чао та Хопфільд. Як модель Девіса для негідростатичної складової ми взяли формулу Чао в зеніті та функцію відображення Девіса, яка була спроектована для гідростатичного компонента. В роботі [7] стверджується, що функцію Девіса можна застосовувати і для вологої складової. Як видно з рис. 1, б, із збільшенням Z похибка моделі Девіса збільшується швидше, ніж для моделі Чао.

Найгірші результати дають термодинамічна модель, моделі Саастамойнена та глобальна Іфадіса. Розбіжності між цими моделями на $Z = 85^\circ$ становить кілька сантиметрів. Кліматична модель Іфадіса для вологої затримки дає похибки $\xi = 0.14$ м в зеніті та $\xi = 1.49$ м на $Z = 85^\circ$, тобто більш як на порядок більше, ніж для інших. З рис. 1, б видно, що причиною великих похибок моделей Саастамойнена, термодинамічної, Іфадіса глобальної та Аскне і Нордіуса є погано змодельована поправка в зеніті, а функції відображення в цілому адекватні. У термодинамічній моделі причиною є некоректне визначення P , T , e , що і дає велику похибку у визначенні N , хоча ці похибки дещо компенсують одна одну при визначенні $\Delta\rho$.

Для нічних даних така адекватність моделей вологого компонента характерна для всіх пунктів. Для денних даних у різних пунктах картина суттєво різна. Так, для Львова моделі Чао і Девіса дають найгірші результати, а найкращі — моделі Хопфільд та Саастамойнена (до $Z = 80^\circ$). Термодинамічна модель дає майже таку ж похибку, як і глобальна модель Іфадіса, для якої $\xi = 0.003$ м на $Z = 0^\circ$ і $\xi = 0.065$ м на $Z = 85^\circ$. Для всіх денних даних модель Девіса краща за модель Чао. Також для денних даних картина змінюється від пункту до пункту.

В роботах [5, 7] відмічається, що глобальні моделі можуть по-різному поводитися в різних пунктах з різними кліматичними умовами. В роботі [5] даються результати для 47 станцій, в роботі [7] — для 50, і в деяких випадках — для 100 станцій по всій земній кулі. Мендес в роботі [7] отримав для вологої зенітної затримки ξ від 3 см для моделі Іфадіса до 4.2 см для моделі Бермана. Зрозуміло, що для багатьох станцій, які розміщені в широтній зоні від -62.2° до $+82.5^\circ$ з різним кліматом (від арктичного до субтропічного, від напівпустельного до океанічного), різні моделі даватимуть різні результати, а усереднений результат буде відрізнитись від нашого, отриманого в одній кліматичній та широтній зоні. В роботах [5, 7] спостереження не розділялись на нічні і денні, при цьому добові відмінності згладжуються і усереднюються.

В нашій роботі локальні особливості пунктів, а також добові відмінності частково були враховані при обчисленні модельних затримок — градієнт температури в тропосфері та висота тропопаузи були взяті окремо для кожного пункту (див. таблицю). Тому основною причиною розбіжностей наших нічних і денних даних, очевидно, є мала кількість денних даних (удвічі-втричі менша, ніж нічних).

На рис. 1, в представлені похибки моделей для загальної затримки для Києва (нічні дані). У всьому діапазоні Z найкращими є моделі Девіса, Чао (крім $Z = 85^\circ$). Моделі Іфадіса глобальна та Марині—Саастамойнена дещо гірші. Найбільші похибки дають модель Хопфільда та термодинамічна (крім $Z = 85^\circ$). Моделі Саастамойнена та кліматична Іфадіса добрі для zenіту, але із збільшенням Z похибки швидко збільшуються до 60—70 см на $Z = 85^\circ$. Такий хід кривих загальної поправки характерний всім пунктам як для денних, так і для нічних даних.

Для перевірки функцій відображення ми обчислювали $\Delta\rho$ в zenіті за аерологічними даними (еталон), а на різних Z для відповідних функцій поправку знаходили за формулою (4). При обчисленні величини ξ (11) приймалось, що δ — середнє за рік значення різниці $\Delta\rho_E(Z) - \Delta\rho_E(0)mf(Z)$.

Результати для гідростатичного та вологого компонентів над Києвом (нічні дані) представлено на рис. 2. Для гідростатичної складової в усьому діапазоні Z найкращими є функції глобальна Іфадіса, Геррінга і Ніла. Функції відображення Чао, Девіса та Яна і Пінга дають великі похибки на великих Z . Найгірші результати дала кліматична функція Іфадіса: похибка становить $\xi = 0.68$ м на $Z = 85^\circ$ і $\xi = 2.3$ м на $Z = 87^\circ$.

Згідно з дослідженням [7] для гідростатичної складової найкращими виявились функції Іфадіса глобальна, Ніла, Геррінга, Яна і Пінга, Девіса, дещо гірша функція Чао. Це майже збігається з нашими висновками.

Для вологої складової найкращою виявилась функція Ніла, а також функції Іфадіса (глобальна) і Геррінга. Функції Яна і Пінга, Девіса, Чао та кліматична Іфадіса дають великі похибки. За даними [7] найкращі у всьому діапазоні Z функції Геррінга, Іфадіса та Ніла, а найгірші — функції Яна і Пінга та Девіса. Ці результати збігаються з нашими, однак на $Z = 87^\circ$

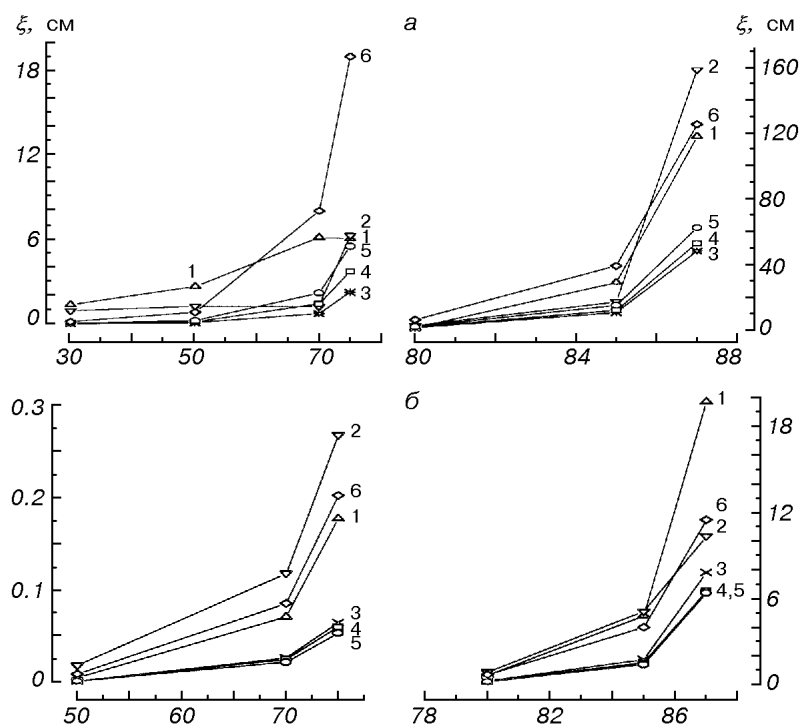


Рис. 2. Похибка функцій відображення на різних Z для гідростатичної (а) та вологої (б) затримки для Києва (нічні дані: 1 — модель Чао, 2 — Девіса, 3 — Іфадіса глобальна, 4 — Геррінга, 5 — Ніла, 6 — Яна і Пінга)

похибки функцій Геррінга, Ніла та Іфадіса менші ($\xi = 2.5$ см), ніж у нашому дослідженні ($\xi = 6\text{—}8$ см).

ВИСНОВКИ

Для гідростатичної затримки на всіх Z можна рекомендувати модель Девіса, глобальну модель Іфадіса, Марині—Саастамойнена. До $Z = 80^\circ$ модель Чао краща, ніж модель Девіса. Найбільші похибки дають моделі Хопфільд, термодинамічна та Іфадіса кліматична. Враховуючи при цьому, що в моделях Хопфільд і термодинамічній необхідно проводити інтегрування, ці моделі можна не рекомендувати для застосування.

Для вологої затримки можна рекомендувати моделі Чао та Хопфільд. Дещо гірші результати у моделі Іфадіса глобальної та Аскне і Нордіуса. Остання модель дає тільки зенітну вологу затримку, за функцію відображення ми взяли глобальну модель Іфадіса. Тому можна зробити висновок, що експоненційна модель Аскне і Нордіуса для зенітної вологої затримки дає менші відхилення від еталону, ніж модель Іфадіса.

Для загальної поправки до $Z = 80^\circ$ найкращі результати дає модель Девіса. Для всього діапазону Z добре працюють моделі Іфадіса глобальна, Марині—Саастамойнена та Чао (до $Z = 80^\circ$). Кліматична модель Іфадіса дає найгірші результати, і її ми не рекомендуємо. Термодинамічну модель в такому виді, як її запропонували автори, застосовувати не можна, оскільки висотні профілі метеовеличин в цій моделі визначаються некоректно. Однак при коректному моделюванні висотних профілів метеовеличин такий метод (чисельне інтегрування формули (1)) дасть непогані результати.

Що стосується функцій відображення, то для гідростатичної затримки найгірші результати дає кліматична Іфадіса. У всьому діапазоні Z можна рекомендувати застосовувати функції Геррінга, Ніла та Іфадіса глобальну як для гідростатичної складової, так і для вологої. Окремо застосовувати функції відображення Чао, Девіса та Яна і Пінга не слід.

На нашу думку, є кілька причин деяких розбіжностей наших та інших даних. Це різна кількість зондувань (32467 зондувань в роботі [7]), усереднення денних і нічних результатів для всіх станцій, розміщення у широкій широтній смузі з різними кліматичними умовами, тобто в цих роботах приводяться результати для глобального розв'язку, тоді як ми отримали результати для шести пунктів України в дуже вузькій широтній смузі з практично однаковими кліматичними умовами, тобто локальний розв'язок.

Ще однією причиною розбіжностей в результатах може бути різна стратегія у визначенні еталонної затримки, оскільки різні автори використовують різні наближення, спрощення, схеми інтерполяції та екстраполяції при визначенні еталону. Незначне розходження в обчисленні поправки в зеніті, яке виникає внаслідок різних методів обчислень, на великих зенітних відстанях буде збільшуватись. Однак ці розходження не можуть бути суттєвими.

Для остаточних висновків про адекватність моделей та точнішого виявлення локальних особливостей на території України необхідно обробити більшу кількість щоденних даних (363 зондувань на рік) для кожного пункту в денний і нічний час.

1. ГОСТ 4401-81. Атмосфера стандартная (параметры). — Введ. 01.07.82.
2. Миронов Н. Т., Емец А. И., Шопяк Р. Д. Рефракция атмосферы при лазерных наблюдениях ИСЗ. Ч. 1. Сферически-симметричная атмосфера. — Киев, 1992.—56 с.— (Препринт / АН Украины. Глав. астрон. обсерватория; ГАО-92-12Р).
3. Саастамойнен Ю. Тропосферная и стратосферная поправки радиослежения ИСЗ //

- Использование искусственных спутников для геодезии. — М.: Мир 1975.—С. 348—356.
4. *Tatevyan S. K.* Роль спутниковых локационных изменений в излучении современной геодинамики // Исслед. Земли из космоса.—1999.—№ 1.—С. 88.
 5. *Ifadis I.* The atmospheric delay of radio waves: modelling the elevation dependence on a global scale. — Gothenburg: Chalmers Univ. Technology, 1988.—P. 15, 31, 34—40, 76, 93—99.—(Technical report N 38L).
 6. *Janes H. W., Langley R. B., Newby S. P.* Analysis of tropospheric delay prediction models: comparisons with ray-tracing and implications for GPS relative positioning // Bull. Geodesique.—1991.—65, N 3.—P. 151—161.
 7. *Mendes V. B.* Modelling the neutral-atmosphere propagation delay in radiometric space techniques. — Fredericton: Department of Geodesy and Geomatics Engineering University of New Brunswick, 1999.—P. 47—66, 85, 211—213.—(Technical report N 199).
 8. *Nahvi M. J., Rahnemmon M. H., Hartl P.* Study of tropospheric water modelling techniques. — Stuttgart: Institute for Navigation Univ. Stuttgart, 1986.—P. 66—68, 75—82.
 9. *Tralli D. M., Dixon T. H., Stephenson S. A.* Effect of wet tropospheric path delay on estimation of geodetic baselines in the gulf of California using the Global Positioning System // J. Geophys. Res.—1998.—93, N B6.—P. 6545—6557.

Поступила в редакцию 26.06.00