

ДО ВИБОРУ МОДЕЛЕЙ ВИЗНАЧЕННЯ СКЛАДОВИХ ЗЕНІТНОЇ ТРОПОСФЕРНОЇ ЗАТРИМКИ ПРИ ГЕОДИНАМІЧНИХ ДОСЛІДЖЕННЯХ

Ф. Заблоцький

Національний університет "Львівська політехніка", Кафедра вищої геодезії та астрономії

Резюме. Поданий аналіз ряду аналітичних моделей визначення складових зенітної тропосферної затримки з точки зору можливостей їх використання при обробці GPS вимірів.

Повна тропосферна затримка ультракоротких радіохвиль може бути обчислена за значенням індексу показника заломлення повітря, формула якого для ідеального газу має вигляд:

$$N = K_1 \frac{P}{T} + (K_2 - K_1) \frac{e}{T} + K_3 \frac{e}{T^2}, \quad (1)$$

де P - повний атмосферний тиск повітря; e - парціальний тиск водяної пари; T - абсолютна температура повітря; K_1, K_2, K_3 - емпіричні коефіцієнти (див. табл.1). Зауважимо, що приведені позначення у формулах ми подаємо, як прийнято в більшості в сучасній зарубіжній літературі, наприклад, [8,12,13].

Визначення окремих складових індексу показника заломлення повітря і, відповідно, тропосферної затримки проводиться за формулою

$$N = K_1 \frac{P_d}{T} + K_2 \frac{e}{T} + K_3 \frac{e}{T^2}, \quad (2)$$

де $P_d = P - e$ - атмосферний тиск сухого повітря. Перший член формули (2) практично не залежить від вмісту водяної пари в атмосфері і тому його називають сухою складовою, а суму другого і третього членів - вологою складовою індексу показника заломлення повітря. Для переходу до неідеального газу *Owens* запропонував коефіцієнти стискування [15], які були приведені *Thayer* до вигляду [17]:

$$Z_d^{-1} = 1 + P_d \left[57.9 \cdot 10^{-8} \left(1 + \frac{0.52}{T} \right) - 9.4611 \cdot 10^{-4} \frac{1}{T^2} \right], \quad (3)$$

$$Z_w^{-1} = 1 + 1650 \cdot \left(\frac{e}{T^3} \right) \cdot (1 - 0.01317t + 1.75 \cdot 10^{-4} t^2 + 1.44 \cdot 10^{-6} t^3), \quad (4)$$

де Z_d^{-1}, Z_w^{-1} - величини, обернені коефіцієнтам стискування сухого повітря і водяної пари, t - температура повітря за шкалою Цельсія. Отже для неідеального газу формула (2) приймає вигляд

$$N = K_1 \frac{P_d}{T} Z_d^{-1} + \left(K_2 \frac{e}{T} + K_3 \frac{e}{T^2} \right) \cdot Z_w^{-1}. \quad (5)$$

В роботі [9] було запропоновано, використовуючи рівняння стану для вологого повітря, наступну формулу індексу показника заломлення

$$N = K_1 \cdot R_d \cdot \rho + \left(K_2 \frac{e}{T} + K_3 \frac{e}{T^2} \right) \cdot Z_w^{-1}, \quad (6)$$

де $R_d = 287,06$ Дж·кг⁻¹·К⁻¹ - питома газова стала сухого повітря; ρ - загальна густина повітря:

$$K_2' = K_2 - K_1 \frac{R_d}{R_w} = K_2 - K_1 \frac{M_w}{M_d},$$

тут, $R_w = 461,525$ Дж·кг⁻¹·К⁻¹ - питома газова стала водяної пари; M_w, M_d - молекулярні маси водяної пари і сухого повітря. У формулі (6) перший член називають гідростатичною, а другий - вологою (негідростатичною [13]) складовою індексу показника заломлення повітря. Зауважимо, що ця формула отримала широке застосування останнім часом.

Підставляючи замість відношення газових сталих чи молекулярних мас коефіцієнт рівний 0.622 та використовуючи рівняння стану для вологого повітря, рівняння (6) запишемо у вигляді:

$$N = K_1 \frac{P}{T} \left(1 - 0.378 \frac{e}{P} \right) + \left((K_2 - K_1 \cdot 0.622) \frac{e}{T} + K_3 \frac{e}{T^2} \right) \cdot Z_w^{-1}. \quad (7)$$

Члени формул (6) і (7) вже дещо відрізняються за змістом від відповідних у формулі (2) і не віддзеркалюють точно кажучи суху та вологу складові ін-

Таблиця 1. Емпіричні коефіцієнти індексу показника заломлення для УКХ [13]

Автори	Рік	K_1 (K·hPa ⁻¹)	K_2 (K·hPa ⁻¹)	K_3 (10 ⁵ K ² ·hPa ⁻¹)	K'_2 (K·hPa ⁻¹)
Smith and Weintraub	1953	77.61±0.01	72± 9	3.75 ±0.03	24± 9
Boudouris	1963	77.59±0.08	72±11	3.75 ±0.03	24±11
Essen and Froome		77.624	64.7	3.719	16.4
Thayer	1974	77.60±0.01	64.79±0.08	3.776±0.004	17±10
Hill et al.	1982	-	98±1	3.583±0.003	-
Hill	1988	-	102±1	3.578±0.003	-

дексу показника заломлення повітря, оскільки у формулі (6) у першому члені наявна вологість у величині загальної густини повітря, що наглядно представлено у формулі (7) віртуальним додатком, а другий член “здеформовано” питомою газовою сталою (молекулярною масою) сухого повітря. Разом з тим, повна величина індексу показника заломлення повітря, обчислена за формулою (7) збігається повністю з відповідною величиною, отриманою за формулою (2), що показано нами в роботах [2,18].

Найбільш точно повна зенітна тропосферна затримка та її складові можуть бути визначені інтегруванням моделей атмосфери, побудованих за даними аерологічного зондування:

$$d_{trop}^z = d_{d(h)}^z + d_{w(nh)}^z$$

$$= 10^{-6} \int_{H_s}^{H_a} N_{d(h)} dH + 10^{-6} \int_{H_s}^{H_a} N_{w(nh)} dH \quad (8)$$

де $d_{d(h)}^z$, $d_{w(nh)}^z$ - відповідно суха (гідростатична) та волога (негідростатична) зенітна тропосферна затримка; H_s і H_a - границі інтегрування.

В сучасне програмне забезпечення для обробки GPS вимірів закладають по декілька моделей для визначення тропосферної затримки. Так наприклад, програма GeoGenius2000 включає 7 таких моделей, а саме: 3 моделі Hopfield, та по одній моделі Yionoulis, Lanyi, Davis та Saastamoinen, причому із перших трьох – одну класичну та дві модифікованих [19]. Перша модифікована модель Hopfield задається фіксованими приземними значеннями температури $T = 293.0$ К, тиску $P = 1013.0$ гПа і відносної вологості повітря $f = 50\%$. Для всіх інших моделей задаються відповідні значення, виміряні на пункті спостережень. Таким чином, користувач має можливість підбирати таку тропосферну модель, яка б краще відповідала будові атмосфери в районі спостережень (маючи

на увазі якусь регіональну модель для того чи іншого сезону, чи середньорічну).

Вихідною формулою для обчислення повної тропосферної затримки на різних зенітних відстанях у всіх пропонованих моделях, основаних на виміряних метеорологічних параметрах на рівні станції спостережень і на аналітично чи статистично заданій моделі розподілу цих елементів з висотою є [9]:

$$d_{trop}^z = d_h^z \cdot m_h(\epsilon) + d_w^z \cdot m_w(\epsilon) \quad (9)$$

де, d_{trop}^z – загальна величина тропосферної затримки; d_h^z і d_w^z – відповідно, зенітна гідростатична та зенітна волога компоненти тропосферної затримки; $m_h(\epsilon)$ та $m_w(\epsilon)$ функції відображення відповідних складових зенітної тропосферної затримки у позазенітній зоні на істинних кутах нахилу E . На сьогоднішній день розроблено цілий ряд функцій відображення. Найбільш повний аналіз їх можна знайти, наприклад, в роботі [14]. Зауважимо, що переважна більшість функцій відображення є розвитком і вдосконаленням моделі Marini [11]:

$$m(E) = \frac{d_{trop}^z}{d_{trop}^z} = \frac{1}{\sin E + \frac{a}{\sin E + \frac{b}{\sin E + c}}} \quad (10)$$

де a, b, c – коефіцієнти, що зокрема описують вертикальний атмосферний профіль.

Визначення зенітної гідростатичної складової d_h^z базується в основному на умові основного рівняння статки атмосфери і що складову подають в загальному в сучасній літературі у такому вигляді [8,12,13]:

$$d_h^z = 10^{-6} K_1 R_d \frac{P_s}{g_m} \quad (11)$$

де K_1 - перший емпіричний коефіцієнт, закладений в ту чи іншу формулу показника заломлення; P_s - повний тиск повітря на рівні пункту спостережень; $g_m = 9.784(1 - 0.0026 \cos 2\varphi - 0.00028H)$ - прискорення вільного падіння в центрі мас вертикального стовпа повітря.

Приведемо опис та аналіз основних аналітичних моделей, які використовувались нами для визначення і оцінки точності складових зенітної тропосферної затримки як в полярних регіонах, так і в середніх широтах [2,3,18]. Так, гідростатична (суха) складова зенітної тропосферної затримки визначалась за моделями:

Модель Saastamoinen [16]

В основу розробки цієї моделі покладено умову, що атмосфера відповідає статичному стану, температура повітря в більшій частині тропосфери (до висоти приблизно 10 км від рівня моря) падає з висотою надзвичайно рівномірно зі сталим вертикальним градієнтом температури. Таким чином, вертикальний розподіл температури в тропосфері розглядається при даному підході як лінійна функція висоти. Далі прийнято, що в тропопаузі вертикальний градієнт температури рівний нулю, а в стратосфері до висоти біля 50 км температура залишається постійною, чи дещо зростає з висотою. Як бачимо, Saastamoinen поклав в основу практично стандартну модель атмосфери. Що ж стосується вертикального розподілу водяної пари в атмосфері, то при розробці даної моделі вважалося, що парціальний тиск водяної пари зменшується з висотою за такою ж закономірністю як і загальний тиск повітря, тільки дещо швидше. Зауважимо, що для тропосфери така умова відповідає основному рівнянню статички атмосфери.

Прийнявши за основу формулу показника заломлення повітря (Essen and Froome) і поклавши $K_1 = 77,624$, а також основуючись на точності радіоспостережень ШСЗ в той час, Saastamoinen вважав, що величину g_m достатньо прийняти для всіх широт і сезонів року рівною $9,784 \text{ м/с}^2$ і отримав вираз для визначення сухої зенітної тропосферної затримки

$$d_h^z = 0.002277 \cdot P_s \quad (12)$$

Враховуючи стрімке зростання точності вимірів, пов'язаних в першу чергу із впровадженням глобальних позиційних систем, у формулу (11) рекомендується вводити поправку за зміну сили

ваги в залежності від широти і висоти пункту спостережень [13]:

$$d_h^z = \frac{0.002277 \cdot P_s}{1 - 0.0026 \cos 2\varphi - 0.00028H_s} \quad (13)$$

де d_h^z - виражено в метрах, φ - широта пункту спостережень, H_s - висота пункту над рівнем моря в кілометрах. Підхід Saastamoinen щодо встановлення функції зенітної гідростатичної тропосферної затримки розвивався надалі в роботах [5,9].

Класична модель Hopfield [10,13]

Інший підхід для визначення сухої складової d_d^z запропоновано в роботі Hopfield [10]. За основу було прийнято політропну атмосферу, що характеризується лінійною зміною температури з висотою. Приймавши до виводу формулу показника заломлення повітря (Smith and Weintraub) Hopfield отримала вираз

$$d_d^z = 77.6 \cdot 10^{-6} \frac{P_s H_d^e}{T_s^5} \quad (14)$$

де $H_d^e = 43130 - 5.206 \sin^2 \varphi$ - висота політропної атмосфери, в метрах. Далі на основі однорічного ряду аерологічного зондування багатьох станцій Північної і Південної Америки Hopfield запропонувала ще два вирази для визначення політропної атмосфери, а саме [13]:

$$H_d^e = 40082 + 148.98 \cdot t_s \quad (1971 \text{ рік}),$$

$$H_d^e = 40136 + 148.72 \cdot t_s \quad (1972 \text{ рік}).$$

Зауважимо, що на сьогоднішній день існує цілий ряд модифікацій моделі Hopfield, що відрізняються як від класичної моделі, так і між собою лише розв'язком функцій відображення [1].

Визначення зенітної вологості d_w^z , чи негідростатичної складової d_{nh}^z базується на інтегральному розв'язку другого члена формули (8), що із врахуванням рівняння (7) представимо у наступному вигляді

$$d_{w(nh)}^z = 10^{-6} \int_{H_z}^{H_2} \left[(K_2 - K_1 \cdot 0.622) \frac{e}{T} + K_3 \frac{e}{T^2} \right] \cdot dH \quad (15)$$

У цій формулі ми відкинули коефіцієнт стискування водяної пари, оскільки, як показано в роботі [2], навіть при високому вмісті водяної пари в повітрі, $e = 21,2 \text{ гПа}$, він збільшує зенітну вологу складову лише на $0,17 \text{ мм}$. Разом з тим підкреслимо, що досягнення точності визначення зенітної

вологої, чи негідростатичної, складової значно ускладнюється порівняно із визначенням сухої, чи гідростатичної, компоненти через трудність представлення профілю водяної пари в атмосфері. Тому розробкою моделей для визначення цієї компоненти займалось багато вчених. Наведемо опис основних, досліджуваних нами, моделей.

Модель Saastamoinen [16]

При встановленні функції d_w^z приймалось, що температура зменшується з висотою за лінійним законом, а парціальний тиск водяної пари постійно спадає. Використовуючи 2-у і 3-ю константи показника заломлення повітря (*Essen and Froome*) було отримано для середніх широт і середніх кліматичних умов функціональну залежність

$$d_w^z = 0.002277 \left(\frac{1255}{T_s} + 0.05 \right) \cdot e_s, \quad (16)$$

де e_s - приземне значення парціального тиску водяної пари.

Класична модель Hopfield [13]

Hopfield використала для визначення вологої складової такий же підхід, як і при встановленні сухої компоненти зенітної тропосферної затримки. Відповідно, було отримано залежність

$$d_w^z = 10^{-6} N_{w,s} \frac{H_w^e}{5}, \quad (17)$$

де $N_{w,s} = 3.73 \cdot 10^5 \frac{e_s}{T_s^2}$ - показник заломлення водяної пари на рівні пункту спостережень; $H_w^e = 13268 - 97.96 \cdot t_s$ - висота атмосфери із вмістом водяної пари, яку доцільно враховувати при обчисленні вологої тропосферної затримки; t_s - приземна температура повітря за шкалою Цельсія. В середньому приймається, що $H_w^e \approx 11000$ м [1].

Модель Chao [7,13]

Ця модель базується на припущенні гідростатичного закону до водяної пари і зміни її парціального тиску за адіабатичним законом $e = k^\beta \rho_w^\beta$, де k - спеціальний коефіцієнт; ρ_w - густина водяної пари; $\beta \approx 1.3$ - специфічний тепловий коефіцієнт для водяної пари. На цій основі отримано наступну модель:

$$d_w^z = 4.7 \cdot 10^2 \frac{e_s^{1.23}}{T_s^2} + 1.71 \cdot 10^6 \frac{e_s^{1.46}}{T_s^3} \alpha, \quad (18)$$

де α - вертикальний градієнт температури. Відмічається, що ця модель не є дуже чутливою до градієнта температури і застосування середнього значення його (як наприклад, $\alpha = 6.5 K \cdot km^{-1}$) не має суттєвого впливу на точність моделі.

Модель "Berman 70" [13]

В основу встановлення моделі покладені припущення, що в тропопаузі (11 км) волога складова індексу показника заломлення стає рівною нулю. температура зменшується з висотою за сталим коефіцієнтом α , а відносна вологість є сталою з висотою і рівна її значенню на висоті пункту спостережень

$$d_w^z = \frac{0.373}{\alpha(B - A \cdot C)} \left(1 - \frac{C}{T_s} \right)^2 e_s, \quad (19)$$

$$e_s = 0.061 U_s \exp \left(\frac{A T_s - B}{T_s - C} \right), \quad A = 17.1485, \quad B = 4684.1.$$

$C = 38.45$, U_s - відносна вологість, %.

Моделі "Berman 74", "Berman (D/N)", "Berman (TMOD)" [13]

Вони є вдосконаленими порівняно із попередньою моделлю і базуються на припущенні строгої кореляції між вологою і сухою зенітними затримками та відповідними індексами показників заломлення повітря:

$$\frac{d_w^z}{d_d^z} \approx K \cdot \left(\frac{N_w}{N_d} \right), \quad (20)$$

де K - константа, що визначається. На цій основі, вказані три моделі отримують в загальній формі вигляд:

$$d_w^z = 10.946 \cdot K \left(\frac{e_s}{T_s} \right). \quad (21)$$

Значення коефіцієнта K для різних моделей приведені в табл.2.

Таблиця 2. Значення K для моделей

	Berman 74	Berman (D/N) (день/ніч)	Berman (TMOD)
K	0.3224	0.2896 / 0.3773	0.3281

Модель "Berman (D/N)" передбачає в порівнянні з моделлю "Berman 74" використання двох коефіцієнтів, перший з них придатний для денних профілів, другий – для нічних. Розробка профілю моделі "Berman (TMOD)" є спробою дещо пом'якшити систематичні добові приземні зміни створенням подібних результатів до профілю моделі "Berman (D/N)".

Модель Ifadis [13]

Ряд моделей, розроблені Ifadis, оснований на допущенні, що лінійна кореляція між зенітною негідростатичною затримкою і приземними метеорологічними параметрами хоч слабка, але існує. Ряд моделей залежні від сезону і клімату. Глобальна модель має вигляд:

$$d_w^z = 0.00554 - 0.88 \cdot 10^{-4} (P_s - 1000.0) + 0.272 \cdot 10^{-4} e_s \cdot 2.771 \left(\frac{e_s}{T_s} \right) \quad (22)$$

Модель Askne and Nordius [4,13]

Розроблена двопараметрична форма моделі, що робить спробу моделювати сезонні і кліматичні зміни зенітної негідростатичної затримки. Зроблено припущення, що тиск водяної пари зменшується висотою в значно більшій мірі ніж загальний тиск і відповідно до закону енергії $e = e_s (P/P_s)^{\lambda+1}$, де λ - параметр, залежний від сезону і широти. Тому, зенітна негідростатична затримка виражається:

$$d_{nh}^z = 10^{-6} \left(K_2' + \frac{K_3}{T_m} \right) \cdot \frac{e_s}{P_s} \cdot \int_{r_s}^{\lambda} \left(\frac{P}{P_s} \right)^{\lambda} \frac{P}{T} dz. \quad (23)$$

Після деяких перетворень отримують:

$$d_{nh}^z = 10^{-6} \left(K_2' + \frac{K_3}{T_m} \right) \frac{R_d}{(\lambda+1) g_m} e_s, \quad (24)$$

де T_m - середня температура, що визначається за формулою

$$T_m = T_s \left(1 - \frac{\alpha \cdot R_d}{(\lambda+1) \cdot g_m} \right). \quad (25)$$

Як вказується, модель (24) при $\alpha = 0.0062 \text{ K} \cdot \text{m}^{-1}$ і $\lambda = 3$ узгоджується з відповідною формулою Saastamoinen.

Зенітна негідростатична затримка є особливо чутливою до змін λ і було запропоновано вибрати величини α і λ так, щоб вони відповідали

місцеположенню і сезону. Зокрема, коефіцієнти λ (див. табл.3) рекомендувалось вибирати з роботи Smith (1966), не дивлячись на те, що ці значення можуть бути оцінені із статистики радіозондування. Ifadis оцінив цей параметр для чисельної кількості станцій, розташованих головним чином в північній півкулі і прийшов до висновку, що річні зміни λ характеризуються в основному синусоїдальною кривою [13].

Таблиця 3. Значення емпіричних коефіцієнтів λ

Ф° (пн.ш)	Сезон				Сер.- річне
	Зима	Весна	Літо	Осінь	
0-10	3,37	2,85	2,80	2,64	2,91
10-20	2,99	3,02	2,70	2,93	2,91
20-30	3,60	3,00	2,98	2,93	3,12
30-40	3,04	3,11	2,92	2,94	3,00
40-50	2,70	2,95	2,77	2,71	2,78
50-60	2,52	3,07	2,67	2,93	2,79
60-70	1,76	2,69	2,61	2,61	2,41
70-80	1,60	1,67	2,24	2,63	2,03
80-90	1,11	1,44	1,94	2,02	1,62
сер.	2,52	2,64	2,62	2,70	2,61

Модель Baby [5]

В основу покладена формула індексу показника заломлення повітря

$$N = K_1 R_d \rho + (K_2' T_m + K_3) \frac{e}{T^2}$$

з коефіцієнтами Bean and Dutton [6]. Було запропоновано два типи моделей. Перший – базувався на припущеннях, що відносна вологість є сталою і рівна її приповерхневому значенню до висоти H_m , де вона стає рівною нулю і, що температура зменшується із зростанням висоти зі сталим коефіцієнтом. Було запропоновано спеціальний вираз обчислення пружності насичення і розроблено дві моделі зенітної негідростатичної затримки, які відрізняються лише обчисленням пружності насичення

$$d_{nh}^z = 10^{-3} U_s \nu \cdot 10^{\gamma t_s}, \quad (27)$$

де ν , $\text{мм} \cdot (\%)^{-1}$ і γ , $^{\circ}\text{C}^{-1}$ - емпіричні коефіцієнти, в залежності від широти і зміни клімату, наведені в таблиці. Ці коефіцієнти були визначені за присобленими даними з однорічної кампанії радіозондування [13].

Таблиця 4. Емпіричні коефіцієнти ν , мм·(%)⁻¹ і γ , °С⁻¹

Широта, інтервал min-max	К Л І М А Т			
	Морський		Континентальний	
	ν	γ	ν	γ
-90 ÷ -70	0,6421	0,0290	0,4164	0,0193
-70 ÷ -50	0,5864	0,0259	0,5593	0,0362
-50 ÷ -30	0,6124	0,0247	0,5369	0,0285
-30 ÷ -10	0,4829	0,0296	0,4229	0,0335
-10 ÷ +10	1,0772	0,0192	0,6542	0,0269
+10 ÷ +30	0,8063	0,0213	0,6626	0,0249
+30 ÷ +50	0,6614	0,0241	0,7574	0,0224
+50 ÷ +70	0,7075	0,0244	0,7562	0,0236
+70 ÷ +90	0,7434	0,0256	0,7687	0,0257
Глобальна	0,7284	0,0236	0,7284	0,0236

На завершення, вважаємо за потрібне, вказати наступне. Приведені вище аналітичні моделі визначення складових зенітної тропосферної затримки побудовані або на стандартних моделях атмосфери, або на даних радіозондування, отриманих на інших континентах і лише частково у Західній Європі. Тому, для України, чи навіть окремих її регіонів, на яких розміщені, чи планується розташовувати перманентні GPS станції, доцільно, на наш погляд, ретельно аналізувати вертикальні профілі метеорологічних параметрів і в першу чергу, парціального тиску водяної пари і на цій основі вдосконалювати, наведені вище та й інші існуючі, аналітичні моделі атмосфери.

Література

1. Гофманн-Велленгоф Б., Ліхтенеггер Г., Коллінз Д. Глобальна система визначення місцеположення (GPS). Пер. з англ. третього вид. під ред. Я.С.Яцківа, Київ, "Наукова думка", 391 с.
2. Заблоцький Ф.Д. До визначення зенітної тропосферної затримки у GPS вимірах. "Геодезія, картографія і аерофотознімання", Міжвід. наук.-техн. Зб., Львів, вип.60, 2000, с.33-38.
3. Заблоцький Ф.Д. Паляниця Б.Б. Оцінка впливу нижньої атмосфери на лазерні і радіотехнічні супутникові виміри. "Геодезія, картографія і аерофотознімання", Міжвід. наук.-техн. Зб., Львів, вип.60, 2000, с.39-46.
4. Askne, J. and H. Nordius. Estimation of tropospheric delay for microwaves from surface weather data. "Radio Science", Vol.22, №3, 1987, pp.379-386.
5. Baby, H.B., P.Gole and J.Lavergnat. A model for the tropospheric excess path length of radio waves from surface meteorological measurements. "Radio Science", Vol.23, №6, 1988, pp.1023-1038.
6. Bean B.R. and E.J.Dutton. Radio Meteorology. National Bureau of Standards Monograph 92, U.S Government Printing Office, Washington, DC, 1966.
7. Chao, C.C. A new method to predict wet zenith range correction from surface measurements. In: The Deep Space Network Progress Report, Jet Propulsion Lab, Pasadena, Calif., JPL Technical Report 32-1526, Vol.XIV, 1973, pp. 33-41.
8. Collins, J.P. Assessment and Development of a Tropospheric delay Model for Aircraft Users of the Global Positioning System. V.Sc.E. thesis, Department of Geodesy and Geomatics Engineering Technical Report № 203, University of New Brunswick, Fredericton, New Brunswick, Canada, 1999, 174 pp.
9. Davis J.L., Herring T.A., Shapiro I.I., Rogers A.E.E., Elgered G. Geodesy by radio interferometry: Effects of atmospheric modeling errors on estimates of baseline length. Radio Science, Vol. 20, № 6, 1985, pp. 1593-1607.
10. Hopfield H.S. Two-quartic tropospheric refractivity profile for correcting satellite data. Journal of Geophysical Research, 1969, Vol.74, №18, pp.4487-4499.
11. Marini, J.W. Correction of satellite tracking data for an arbitrary tropospheric profile. "Radio Science", Vol. 7, №2, 1987, pp.223-231.
12. Mendes V.B., Langley R.B. A Comprehensive Analysis of Mapping Functions Used in Modeling Tropospheric Propagation Delay in Space Geodetic Data. Paper presented at KIS94, International Symposium on Kinematic Systems in Geodesy, Geomatics and Navigation, Banff, Canada, August 30 – September 2, 1994, 12 pp.
13. Mendes V.B. Modeling the neutral-atmosphere propagation delay in radiometric space techniques. Ph.D. diss., Department of Geodesy and Geomatics Engineering Technical Report № 199, University of New Brunswick, Fredericton, New Brunswick, Canada, 1999, 353 pp.
14. Niell, A.E. Global mapping functions for the atmosphere delay at radio wavelengths. "Journal of Geophysical Research", Vol.101, № B2, 1996, pp.3227-3246.
15. Owens J.C. Optical refractive index of air: dependence on pressure, temperature and composition. – Appl. Opt., 1967, 6, №1, p. 51-58.
16. Saastamoinen J. Atmospheric correction for the troposphere and stratosphere in radio ranging of

- satellites. The Use of Artificial Satellites for Geodesy, Geophysics. Monogr. Ser., vol.15, AGU, Washington, D.C., 1972, pp.247-251.
17. Thayer G.D. An improved equation for the radio refractive index of air. "Radio Science", Vol.9, №10, 1974, pp.803-807.
 18. Zablotskyj F. On the Nature of Tropospheric Delay in GPS and SLR Measurements in Polar Regions. Paper presented at the 2nd International Workshop on "Satellite Navigation in CEI Area", Olsztyn, 3-5 July, 2000.
 19. <http://www.terrasat.de>.

F. Zablotskyj

TO THE CHOICE OF MODELS FOR THE DETERMINATION OF CONSTITUENTS OF ZENITH TROPOSPHERIC DELAY BY GEODYNAMIC INVESTIGATIONS

Summary

The analysis is made for some analytical models for the determination of constituents of zenith tropospheric delay in view of possibilities of usage of them for GPS data processing.

Ф. Заблоцкий

К ВЫБОРУ МОДЕЛЕЙ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СОСТАВЛЯЮЩИХ ЗЕНИТНОЙ ТРОПОСФЕРНОЙ ЗАДЕРЖКИ ПРИ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Резюме

Дан анализ ряда аналитических моделей определения составляющих зенитной тропосферной задержки с точки зрения возможностей их использования при обработке GPS измерений.