

УДК 528.3

**Н. І. Каблак**

Національний університет «Львівська політехніка», Львів

## МОНІТОРИНГ ОСАДЖЕНОЇ ВОДЯНОЇ ПАРИ НА ОСНОВІ ОБРОБКИ ГНСС-ДАНИХ

---

*Значення вологості зенітної затримки, які отримуються із аналізу даних GPS-спостережень, використовуються для оперативного прогнозу погоди та моделювання клімату. На їхній основі обчислюються значення осадженої водяної пари, які використовуються для потреб метеорології. Наведено оцінку значень осадженої водяної пари на основі обробки ГНСС-даних та за результатами аерологічного зондування атмосфери.*

---

### ВСТУП

На даний час інтенсивно продовжуються науково-дослідні роботи з визначення та врахування похибок, що впливають на ГНСС-спостереження у мережі активних референціальних станцій, у тому числі дослідження впливу нижньої частини атмосфери (тропосферних затримок). Похибки врахування тропосферної рефракції в GPS-вимірюваннях впливають перш за все на загальний масштаб геодезичних вимірювань, на точність визначення висоти та на горизонтальні координати пунктів спостережень. Тропосферна затримка  $\Delta r$  складається з двох складових: гідростатистичної затримки  $\Delta r_d$ , яка залежить від стану сухої складової атмосфери, і вологості затримки  $\Delta r_w$ , яка залежить від вологості повітря. Параметр  $\Delta r_w$  є основною величиною при побудові та аналізі метеорологічної моделі для прогнозування погоди.

Нижче оцінюється точність визначення інтегрованої водяної пари в атмосфері ( $IWI$ ) на основі ГНСС-спостережень та аерологічного зондування атмосфери.

### АНАЛІЗ ОСТАННІХ ДОСЛІДЖЕНЬ І ПОСТАНОВКА ЗАДАЧІ

В даний час дослідження тропосфери із використанням ГНСС-спостережень направлені у

бік більш глибокого вивчення погодних і кліматичних процесів, і в кінцевому рахунку, поліпшення прогнозування погоди [2, 6, 10].

Атмосферний прогноз значною мірою залежить від даних про циркуляцію атмосфери, в якій фізичні процеси динамічного перемішування маси і енергії (а також радіаційного впливу та інших) повинні бути відомими. Атмосфера нестабільна як у вертикальному, так і горизонтальному напрямку. Динаміка тропосфери значно ускладнюється швидкими змінами фази водяної пари. Структура поля вологості досить складна і залежить від багатьох різних процесів, що відбуваються в шарах атмосфери, а отже, характеризується закономірними і випадковими змінами у просторі і часі. Великомасштабні неоднорідності поля вологості повітря доходять до тисячі метрів. Є також дрібномасштабні неоднорідності поля вологості повітря з розмірами від сотень метрів до міліметрів. Числові характеристики водяної пари використовуються в оперативній метеорології для короткострокових прогнозів погоди (відстані між станціями до 70 км) та для числового прогнозування погоди у кліматичних застосуваннях цілого регіону (відстань між станціями понад 100 км).

Оперативний прогноз погоди зазвичай базується на спостереженнях відносної вологості поряд з тиском і температурою, що визначаються за допомогою радіозондів і наземних метеоро-

логічних приладів. Радіозонди запускаються два рази на добу і визначають профілі зміни атмосферного тиску ( $P$ , мбар), температури повітря ( $T$ , °C) та відносної вологості повітря ( $W$ , %) з висотою в атмосфері. Один з головних недоліків радіозондів — це відносно низька точність датчиків в результаті забруднення їх під час запуску. З іншого боку, кількість водяної пари може бути визначена радіометром. Цей інструмент забезпечує зазвичай дуже точні дані, але його виміри ненадійні під час опадів. Крім того, даний прилад є дорогим. Радіозонди та наземні або космічні радіометри водяної пари розташовані на значних відстанях, і дискретність їхніх вимірювань низька.

Отже, при таких методах вимірювань вертикальна роздільна здатність визначення вмісту водяної пари в атмосфері достатня, але просторовий і часовий розподіл даних вимірювань дуже розріджений і залежить від погодних умов.

В кінці минулого століття був розроблений метод для оцінки та визначення інтегрованої водяної пари в атмосфері ( $IWV$ ) на основі ГНСС-спостережень [5, 7]. Метод ґрунтується на оцінці тропосферної затримки  $\Delta\rho$  сигналів ГНСС-супутників. Саме  $\Delta\rho$  можуть бути безпосередньо пов'язані з кількістю водяної пари в атмосфері і, отже, є продуктом, що має істотне значення для метеорологів. Перевагою методу є можливість його неперервної реалізації на наявній ГНСС-інфраструктурі (мережі активних референцних станцій з єдиним центром управління), а також те, що отримані на основі ГНСС-вимірювань оцінки водяної пари не залежать від падіння дощу та наявності хмар.

Отже, використання ГНСС дозволяє проводити довготривалий регіональний і глобальний моніторинг вмісту водяної пари в атмосфері. Постійні мережі з відслідковування ГНСС-супутників стали надзвичайно цінним інструментарієм для даних науково-дослідних застосувань. У першу чергу до таких мереж можна віднести глобальну мережу IGS (International GNSS Service) та регіональну мережу EPN (EUREF Permanent Network). До числа таких мереж можна віднести також національні мережі референцних станцій, що працюють у перманентному режимі, наприклад німецька мережа GREF, а за останні

роки — і мережі активних референцних станцій, які дозволяють користувачам отримувати результати вимірювань у режимі реального часу (RTK-технології). У залежності від географічного розташування референцних ГНСС-станцій в даний час є можливість детального вивчення просторово-часового розподілу водяної пари в атмосфері. Єдиним обмеженням є те, що за допомогою використання наземних ГНСС-станцій визначаються тільки значення  $IWV$ , тобто ГНСС не дають інформації про вертикальний розподіл водяної пари в атмосфері.

На теперішній час проведена оцінка точності ГНСС- $IWV$ -даних, досліджена доцільність ГНСС- $IWV$ -даних для прогнозу погоди та кліматичних досліджень та вивчена можливість опрацювання ГНСС- $IWV$ -даних в режимі реального часу [2, 6].

Затримка  $\Delta\rho$  складається із двох складових: гідростатичної затримки ( $\Delta\rho_d$ ) та вологої затримки ( $\Delta\rho_w$ ). Значення  $\Delta\rho_d$  залежить від поверхневого тиску, а для конвертування  $\Delta\rho_w$  в  $IWV$  необхідна середня температура атмосфери над пунктом. Порядок даних величин:  $\Delta\rho_d$  — метри,  $\Delta\rho_w$  — дециметри,  $IWV$  — міліметри. Значення  $IWV$  змінюються в межах від 0 до 40 мм и вище. Похибка в 0.5 гектопаскалів відповідає 0.2 мм  $IWV$  і є допустимою при числовому прогнозі погоди. Якість результатів залежить від наявності метеовимірювань на поверхні землі.

Було проведено ряд метеопроєктів: COST-71 «Exploitation of Ground-Based GPS for Operational Numerical Weather Prediction and Climate Applications» (1998—2003 pp., <http://www.knmi.nl/samenw/cost716/index>), TOUGH «Targeting Optimal Use of GPS Humidity Measurements in Meteorology» (2003—2006 pp., <http://tough.dmi.dk>) та інші. На сьогодні найбільшим проєктом у Центральній Європі, у рамках якого проходить визначення в майже реальному часі зенітних тропосферних затримок на регіональній мережі ГНСС-станцій, є E-GVAP, а основний обчислювальний центр знаходиться у Королівській обсерваторії Бельгії (<http://egvap.dmi.dk>). Мережа містить на даний момент близько 160 станцій: більшість з них належать до перманентної мережі EPN від EUREF та Міжнародної ГНСС-служби IGS.

Розвинута інфраструктура даних мереж дозволяє використовувати ГНСС-вимірювання для потреб метеорології. Неперервність визначення водяної пари на значних територіях дозволяє визначати та прогнозувати динаміку водяної пари, а отже і опадів в реальному часі.

Закарпатська область межує із чотирма країнами, на території яких діють мережі активних референцних станцій: SKPOS (Словаччина), ГНССNET.hu (Угорщина), ROMPOS (Румунія), ASG-EUPOS (Польща). На території Закарпаття створено першу українську мережу активних референцних станцій ZAKPOS/UA-EUPOS [11]. Через зручне географічне розташування Закарпатської області та транскордонну співпрацю із європейськими країнами ми можемо мати точну, щільну і часту вибірку значень IWV на значних територіях, що дозволяє визначати і прогнозувати динаміку зміни водяної пари в реальному часі.

Метою даної роботи є оцінка точності визначення осадженої водяної пари на основі ГНСС-даних та їхнє порівняння з одержаними значеннями осадженої водяної пари за даними аерологічного зондування атмосфери.

#### ВИЗНАЧЕННЯ ОСАДЖЕНОЇ ВОДЯНОЇ ПАРИ НА ОСНОВІ ГНСС-ДАНИХ

Затримка за вплив атмосфери поділяється на гідростатичну  $\Delta\rho_d$  та вологу  $\Delta\rho_w$  складові. 10 % від повної тропосферної затримки складає волога. Амплітуда мікроколивань парціального тиску  $e$  водяної пари має випадковий характер і може досягти кількох мілібар всього за 10–20 с. Масштабний фактор парціального тиску, який визначає висоту  $h_e$ , на якій величина  $e$  зменшується в 2.72 разів, змінюється в широких межах — від 0.9 до 4.0 км. При значних інверсіях температури висота  $h_e$  досягає максимальних значень ( $h_e \approx 4$  км). Отож, вологість повітря важко змоделювати. А для точного прогнозу погоди необхідна інформація виключної якості з високим просторово-часовим розділенням. Використання GPS дозволяє застосовувати відносно недорого технологію для регіонального і глобального моніторингу вмісту водяної пари в реальному часі.

Для визначення осадженої водяної пари необхідне значення  $\Delta\rho_w$ . Обробка ГНСС-спостере-

жень дає значення повної тропосферної затримки  $\Delta\rho = \Delta\rho_d + \Delta\rho_w$ .

З метою підвищення точності визначення IWV потрібно знати:

- значення тиску та температури на поверхні землі для виключення із загальної тропосферної затримки  $\Delta\rho$  гідростатичної складової  $\Delta\rho_d$ ;
- значення температури  $T_0$  поверхні для визначення середньої температури  $T_m$ , які добре корелюють.

При забезпеченні таких умов слід очікувати підвищення точності визначення IWV. Поєднання наземних даних та GPS-спостережень дають нові перспективи дослідженням стану атмосфери.

**Вплив нейтральної атмосфери на GPS-вимірювання.** Рівняння для фазових спостережень має вигляд [1]

$$\Phi = \rho_R^S + \Delta\rho^{ion} + \Delta\rho - \Delta\rho^{rel} + c \cdot \Delta t^S - c \cdot \Delta t_R + \lambda N - v_R^S, \quad (1)$$

де  $\rho_R^S$  — відстань між положенням GPS-супутника в епоху  $t^S$  (GPS) і положенням GPS-приймача в епоху  $t_R$  (GPS),  $\Delta\rho^{ion}$  — іоносферна затримка,  $\Delta\rho$  — тропосферна затримка,  $\Delta\rho^{rel}$  — релятивістська поправка,  $v_R^S$  — шум вимірювання плюс незмодельовані ефекти,  $c$  — швидкість світла,  $N$  — число цілих циклів,  $\lambda$  — довжина хвилі,  $\Delta t^S$  і  $\Delta t_R$  — похибки годинників супутника й приймача відносно системного часу GPS відповідно.

Фаза несучої частоти може бути виміряна з точністю вище 0.01 циклу, що відповідає міліметровій точності.

Використання при обробці супутникових спостережень невідомих тропосферних параметрів дозволяє для кожної станції отримати значення тропосферної затримки.

Повну тропосферну затримку можна також визначити з даних аерологічного зондування атмосфери за формулою [1]

$$\Delta\rho = \Delta\rho_d + \Delta\rho_w = 10^{-6} \int N_d dh + 10^{-6} \int N_w dh, \quad (2)$$

$$N_d = K_1 \left( \frac{P_d}{T} \right) Z_d^{-1},$$

$$N_w = \left[ K_2 \left( \frac{e}{T} \right) + K_3 \left( \frac{e}{T^2} \right) \right] Z_w^{-1},$$

де  $N_d$  — коефіцієнти рефракції сухого повітря,  $N_w$  — коефіцієнти рефракції вологого повітря,  $P_d$  — тиск сухого повітря (мбар),  $e$  — парціальний тиск водяної пари (мбар),  $T$  — температура повітря,  $K_1$  — коефіцієнт, що характеризує поляризованість молекул сухого повітря ( $K \cdot \text{мбар}^{-1}$ ),  $K_2$  — коефіцієнт, що враховує поляризацію молекул води ( $K \cdot \text{мбар}^{-1}$ ),  $K_3$  — коефіцієнт, що відображає вплив зміни електричної орієнтації полярних молекул води ( $10^5 K^2 \cdot \text{мбар}^{-1}$ ).

Використовуючи рівняння Менделєєва — Клапейрона, одержуємо

$$N = K_1 R_d \rho + \left[ K_2' \left( \frac{e}{T} \right) + K_3 \left( \frac{e}{T^2} \right) \right] Z_w^{-1}, \quad (3)$$

де

$$K_2' = K_2 - K_1 \left( \frac{R_d}{R_w} \right) = K_2 - K_1 \frac{\mu_w}{\mu_d},$$

$R_d = 287.06 \text{ Дж} \cdot \text{кг}^{-1} \cdot \text{К}^{-1}$  — питома газова стала сухого повітря,  $R_w = 461.525 \text{ Дж} \cdot \text{кг}^{-1} \cdot \text{К}^{-1}$  — питома газова стала водяної пари,  $\rho$  — загальна густина повітря,  $\mu_d$  і  $\mu_w$  — молекулярні маси сухого повітря і водяної пари.

Затримка за рахунок впливу гідростатичної складової атмосфери в зенітному напрямку складає

$$\Delta \rho_d^z = 10^{-6} K_1 R_d \int_{h_0}^h \rho dh. \quad (4)$$

Атмосферна затримка, спричинена впливом водяної пари, в зеніті дорівнює

$$\Delta \rho_w^z = 10^{-6} \int_{h_0}^{h_{\max}} \left[ K_2' \left( \frac{e}{T} \right) + K_3 \left( \frac{e}{T^2} \right) \right] Z_w^{-1} dh. \quad (5)$$

**Визначення осадженої водяної пари за допомогою GPS-спостережень.** Використовуючи значення тропосферної затримки, отримане при обробці GPS-спостережень, осаджену водяну пару ( $IWV$ ) можна визначити за формулою [5, 7] як загальну масу водяної пари в стовпчику повітря від поверхні Землі до кінця атмосфери з поперечним перерізом  $1 \text{ м}^2$ :

$$IWV = \frac{\Delta \rho_w}{\xi}, \quad (6)$$

де

$$\xi = 10^{-6} R_w \left[ K_2' + \frac{K_3}{T_m} \right].$$

Тут середню температуру  $T_m$  можна знайти з виразу [3]

$$T_m = \frac{\int_{h_0}^{h_{\max}} \frac{e}{T} Z_w^{-1} dh}{\int_{h_0}^{h_{\max}} \frac{e}{T^2} Z_w^{-1} dh}. \quad (7)$$

З рівняння стану газу отримаємо

$$\left( \frac{e}{T} \right) Z_w^{-1} = \rho_w R_w,$$

де  $\rho_w$  — густина водяної пари. Тоді волога складова затримки матиме вигляд

$$\Delta \rho_w = 10^{-6} R_w \left[ K_2' + \frac{K_3}{T_m} \right] \int_{h_0}^{h_{\max}} \rho_w dh. \quad (8)$$

Величина  $IWV$  може бути легко переведена в одиниці довжини, якщо розділити її на густину води ( $\rho(\text{H}_2\text{O}) \cong 10^3 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-3}$ ). Тоді вона інтерпретується як висота (в мм) стовпа води перерізом  $1 \text{ м}^2$ , отриманої із сконденсованої пари. Її можна назвати осадженою водяною парою або простоосадженою водою ( $PW$ ):

$$PW = \frac{1}{\rho_{\text{H}_2\text{O}}} \int_{h_0}^{h_{\max}} \rho_w dh. \quad (9)$$

Очевидно, що  $1 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-2} IWV$  відповідає  $1 \text{ мм} PW$ .

Отже, для переходу від  $\Delta \rho_w$  до значень осадженої водяної пари необхідно знати середню температуру атмосфери над даним пунктом. Середня температура залежить від температури поверхні з великим коефіцієнтом кореляції. З цією метою потрібно побудувати регресійні залежності середньої температури  $T_m$  від температури на поверхні Землі  $T_0$  у пунктах спостереження.

**Обробка експериментальних даних.** Точність визначення осадженої водяної пари  $IWV$  однозначно визначається величиною  $\Delta \rho_w^z$ , яка може бути визначена різними методами:

- на основі аерологічного зондування атмосфери,
- за модельними представленнями на основі наземних значень метеопараметрів,
- з GPS-спостережень, з вилученням гідростатичної складової.

Для дослідження  $IWV$  використано результати аерологічного зондування на  $UT = 0^h$  і  $UT = 12^h$

протягом року в Ужгороді, за якими обчислено загальну затримку  $\Delta\rho_a$  та окремо гідростатичну  $\Delta\rho_{d,a}$  і вологу  $\Delta\rho_{w,a}$  складові тропосферної затримки. На ці ж моменти часу обчислено  $\Delta\rho_m$ ,  $\Delta\rho_{d,m}$ ,  $\Delta\rho_{w,m}$  за наземними метеопараметрами ( $T$ ,  $P$ ,  $W$ ) по моделі Саастамойнена [12] і по локальній моделі [2, 3], а також взяті значення тропосферних затримок  $\Delta\rho_{GPS}$ , одержані в центрі аналізу GPS-даних ГАО НАН України на ці ж моменти часу.

Дамо оцінку можливих похибок визначення тропосферної затримки різними методами.

Для наглядності, як приклад, на рис. 1 подано хід загальної атмосферної затримки протягом місяця, визначеної трьома методами: за аерологічними даними  $\Delta\rho_a$ , по моделі Саастамойнена  $\Delta\rho_m$  та із GPS-спостережень  $\Delta\rho_{GPS}$ .

Зроблено порівняльний аналіз значень тропосферних затримок  $\Delta\rho_a$ ,  $\Delta\rho_m$ ,  $\Delta\rho_{GPS}$ . Значення поправок  $\Delta\rho_{GPS}$  є близькими до поправок, обчислених методом числового інтегрування  $\Delta\rho_a$ . На значення поправки в радіодіапазоні великий вплив мають інверсії температури. Вони зумовлюють зростання парціального тиску атмосфери, який впливає на величину поправки  $\Delta\rho_a$  і  $\Delta\rho_{GPS}$ . Модельні представлення тропосферних затримок  $\Delta\rho_m$  не враховують вертикальний розподіл метеорологічних параметрів в атмосфері, де часто спостерігаються інверсії температури. За даними зондування атмосфери в Ужгороді було досліджено, що в шарах атмосфери до висоти 3 км інверсії температури спостерігаються в 73—97 % випадках. Інверсії на висотах 8—18 км (верхній шар) спостерігаються в 20—40 % зондувань. Особливо потужні інверсії спостерігаються вночі в зимовий період, в основному за рахунок радіаційних інверсій. Розподіл водяної пари на різних висотах має нерегулярні зміни. Немає кореляції між наземними значеннями вологості і зміни її з висотою. Середній вклад в атмосферну затримку інверсій температури становить від 29 до 64 мм, інверсій вологості: від 3 до 15 мм. Таким чином, різниці  $\Delta\rho_a - \Delta\rho_m$  можуть досягати кількох сантиметрів (рис. 2).

Значення  $\Delta\rho_a$  не можна вважати абсолютно точними. Кількість рівнів, на яких вимірювалися аерологічні параметри, залежить від частоти

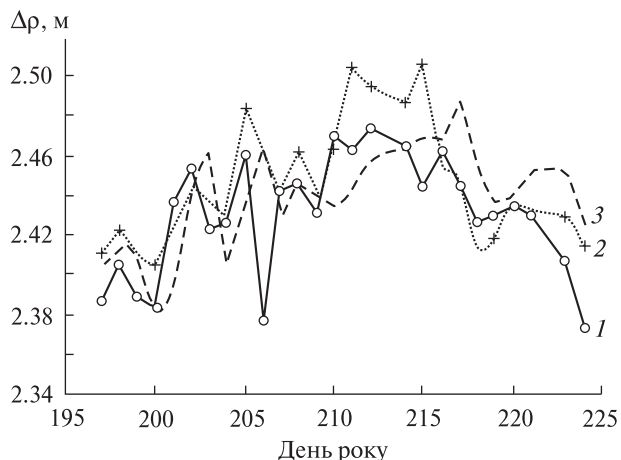


Рис. 1. Атмосферні поправки у відстань у проміжку 30 днів, отримані різними методами: 1 — на основі аерологічних даних ( $\Delta\rho_a$ ), 2 — по моделі Саастамойнена ( $\Delta\rho_m$ ), 3 — із GPS-спостережень ( $\Delta\rho_{GPS}$ )

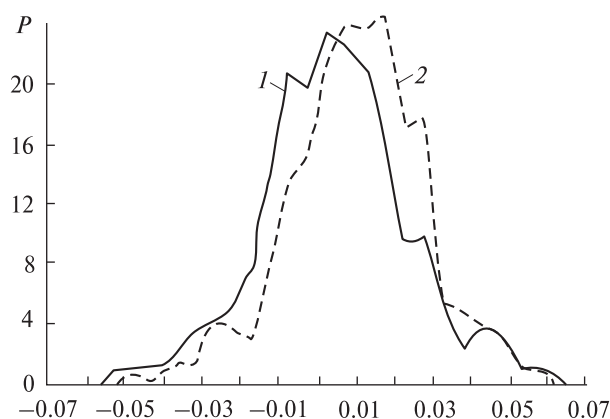
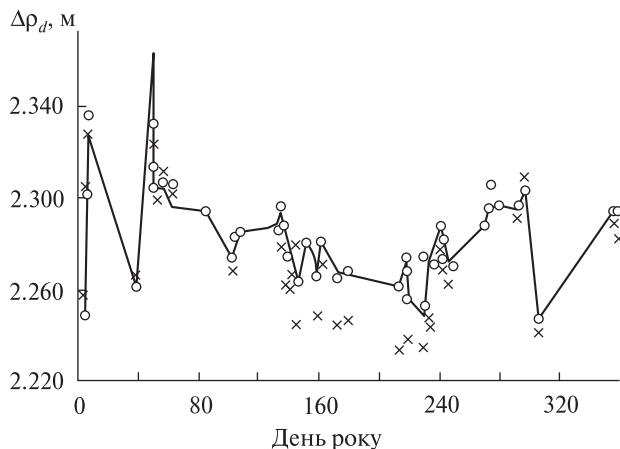
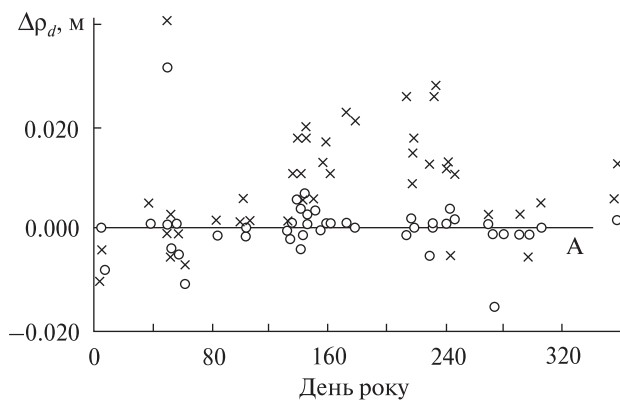


Рис. 2. Розподіл різниць атмосферних затримок в метрах: 1 —  $\Delta\rho_a - \Delta\rho_m$ , 2 —  $\Delta\rho_a - \Delta\rho_{GPS}$

запиту радіозонда і висоти  $h_{вр}$  верхньої границі вимірювань. Значення  $h_{вр}$  лежать в межах від 5 до 20 км. Кількість рівнів при одному зондуванні лежить в межах 15—90. Точність вимірювань аерологічних параметрів залежить від типу радіозонда. В нашому випадку вона становить 1 мбар, 0.8 °C і 5 % при вимірюванні тиску, температури і відносної вологості відповідно. Це дозволяє визначити коефіцієнт заломлення повітря з похибкою  $10^{-6}$ . Всесвітня метеорологічна організація (ВМО) ставить такі вимоги до точності радіозондових вимірювань:



**Рис. 3.** Крива зміни гідростатичних затримок, обчислених за метеоропараметрами  $\Delta\rho_{d,a}$  (суцільна лінія), значення поправок  $\Delta\rho_{d,l}$ , обчислені по локальній моделі (кружки) і значення  $\Delta\rho_{d,m}$ , отримані з моделі Саастамойнена (хрестики)



**Рис. 4.** Відхилення поправок, обчислених по локальній моделі ( $\Delta\rho_{d,l}$ , кружки) і по моделі Саастамойнена ( $\Delta\rho_{d,m}$ , хрестики), від значень  $\Delta\rho_{d,a}$ , визначених за аерологічними даними

$\Delta P = \pm 1$  мбар (від поверхні до рівня 5 мбар),  
 $\Delta t = \pm 0.5$  °C ( $\pm 1$  °C для діапазону від 100 мбар до 5 мбар),  
 $\Delta W = \pm 5\%$  (у межах тропопаузи).

Похибка визначення  $\Delta\rho_a$  в zenіті, спричинена похибками вимірювання метеопараметрів, дорівнює 0.6 — 12 см.

На рис. 2 наведено розподіл різниць атмосферних поправок  $\Delta\rho_a - \Delta\rho_m$  та різниць  $\Delta\rho_a - \Delta\rho_{GPS}$ . По вертикальній осі — частота, віднесена до одиничного інтервалу значень цих різниць  $d$ :

$$P = \frac{m}{n \cdot \Delta d},$$

де  $m$  — число значень  $d$ , що попадає в відповідний інтервал  $\Delta d$ ,  $n$  — число всіх значень  $d$ , що використовувалися в обчисленнях.

Розподіли різниць  $\Delta\rho_a - \Delta\rho_m$  і особливо  $\Delta\rho_a - \Delta\rho_{GPS}$  зсунуті вправо від нульового значення (рис. 2).

Можна вважати, що радіосигнал при GPS-спостереженнях проходить крізь атмосферу Землі миттєво. Враховується реальний стан нестабільної атмосфери. Проте сама величина  $\Delta\rho_{GPS}$  визначається із псевдовідстані  $\Phi$  після вилучення інших похибок (1). Окрім цього, безпосередньо знаходять  $\Delta\rho_{GPS}$  не в zenіті, а на певній zenітній відстані, яку через функції відображення зводять до zenіту [8—10]. Отже, значення  $\Delta\rho_{GPS}$  теж не є абсолютно точним. Тому такі різниці затримок (рис. 2) є реальними.

Для визначення  $IWV$  потрібно знати  $\Delta\rho_w^z$  (5), яку визначають як різницю

$$\Delta\rho_w = \Delta\rho_{GPS} - \Delta\rho_{d,m}.$$

Проведено дослідження точності модельного представлення  $\Delta\rho_{d,m}$ . З цією метою гідростатичну затримку було обчислено по моделі Саастамойнена  $\Delta\rho_{d,m}$  [12], по локальній моделі  $\Delta\rho_{d,l}$ , яка враховує регіональні, локальні і топографічні особливості пункту спостереження та по аерологічному зондуванню атмосфери  $\Delta\rho_{d,a}$ . Результати розрахунків наведено на рис. 3.

На рис. 4 наведені різниці поправок  $\Delta\rho_{d,a} - \Delta\rho_{d,l}$  і  $\Delta\rho_{d,a} - \Delta\rho_{d,m}$ . Значення  $\Delta\rho_{d,l}$ , обчислене по локальній моделі, краще узгоджується із значеннями  $\Delta\rho_{d,a}$ , ніж  $\Delta\rho_{d,m}$ . Лише у дев'яти випадках із 56 різниця  $|\Delta\rho_{d,a} - \Delta\rho_{d,l}|$  є більшою, ніж  $|\Delta\rho_{d,a} - \Delta\rho_{d,m}|$ . Їхні усереднені значення склали:  $\Delta\rho_{d,a} - \Delta\rho_{d,l} = 0.0028 \pm 0.0048$  м,  $\Delta\rho_{d,a} - \Delta\rho_{d,m} = 0.0092 \pm 0.0086$  м.

Отже, можна стверджувати, що створена локальна модель визначення гідростатичної затримки для п. Ужгород краще узгоджується з  $\Delta\rho_{d,a}$ , ніж модель Саастамойнена. Тому з метою підвищення точності значень осадженої водяної пари  $IWV$  при оперативній обробці ГНСС-даних доцільно використовувати локальні модельні представлення для гідростатичної складової тропосферної затримки.

Для визначення осадженої водяної пари ( $IWV$ ) за формулами (5) і (6) необхідно знати середню температуру атмосфери  $T_m$  над даним пунктом. Вона лінійно залежить від температури  $T_0$  на поверхні Землі у пунктах спостереження:

$$T_m = a T_0 + b. \quad (10)$$

За даними аерологічних спостережень в Ужгороді методом найменших квадратів було отримано залежність  $T_m = 1.0383 T_0 - 6.7844$  (коефіцієнт кореляції  $\rho = 0.94$ , середнє квадратичне відхилення  $\sigma = 3.094$ ). На рис. 5 наведено експериментальну залежність між середньою температурою і температурою поверхні. Спостереження проводились протягом року.

Отже, лінійна залежність (10) дає змогу визначити середню температуру  $T_m$  атмосфери за значеннями температури поверхні  $T_0$ . Випадаюча водяна пара в атмосфері залежить також від точності визначення середньої температури, а отже і температури  $T_0$  в даному пункті спостережень.

Значення  $iWV$  протягом року визначались на основі даних аерологічного зондування атмосфери (суцільна крива на рис. 6) та за даними GPS-спостережень (пунктирна крива на рис. 6).

За даний період досліджень  $IWV$  змінюється в межах від 0 до 40 мм, середнє значення становить 19.40 мм.

За даними спостережень знайдено розподіл різниць  $IWV$ , визначених двома методами (рис. 7, суцільна крива). Інтервали групування різниць  $\Delta d = 0.5$  мм. Розподіл близький до кривої Гаусса (пунктирна крива на рис. 7) із середнім  $d_c = 1.45$ . Функцію Гаусса одержано методом найменших квадратів. Середнє квадратичне відхилення отриманого розподілу від кривої Гаусса дорівнює 0.012.

Для оцінки похибки визначення осадженої водяної пари значення  $IWV$  було також отримано на основі даних аерологічного зондування атмосфери з рівняння стану газу:

$$eV = \frac{M}{\mu} RT. \quad (11)$$

Приймаємо, що об'єм  $V$  — це стовпчик водяної пари в атмосфері висотою  $h$  з перерізом  $S$  і масою  $M$ . Тоді для однорідної атмосфери вираз

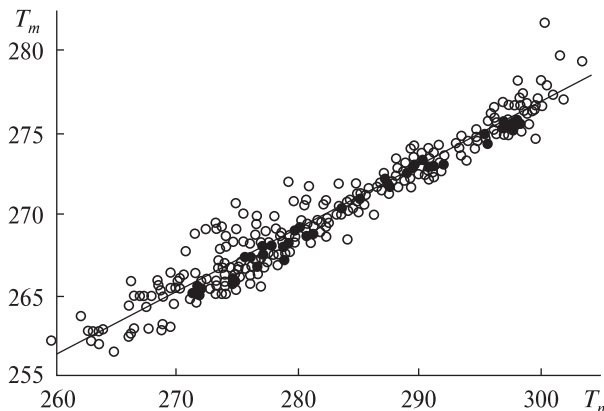


Рис. 5. Залежність середньої температури  $T_m$  від температури поверхні  $T_0$

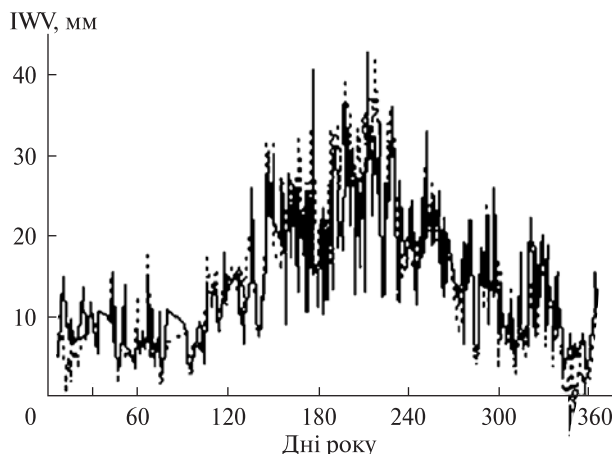


Рис. 6. Річна зміна осадженої водяної пари

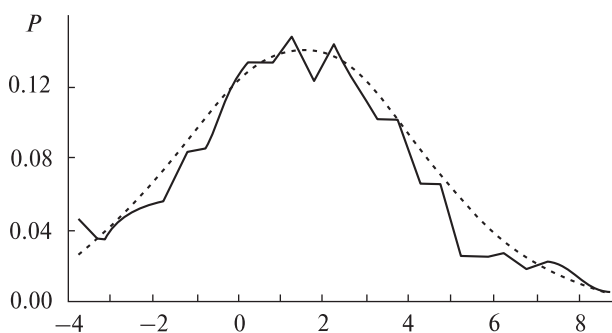


Рис. 7. Розподіл різниць значень  $IWV$  (мм) і крива Гаусса

(11) матиме вигляд

$$eh = \frac{M}{S} \frac{R_w}{\mu} T.$$

Оскільки в реальній атмосфері величини  $e$  і  $T$  є функціями висоти, а осаджена водяна пара

$$I WV = \frac{M}{S},$$

то з рівняння стану газу одержуємо формулу для обчислення осадженої водяної пари  $I WV_e$  за аерологічними спостереженнями тиску водяної пари  $e$  і температури  $T$ :

$$I WV_e = \frac{\mu}{R_w} \int_{h_0}^h \frac{e(h)}{T(h)} dh. \quad (12)$$

У формулі (12) інтегрування проводиться від висоти пункту  $h_0$  до висоти вологої атмосфери  $h$ .

За весь період досліджень значення осадженої водяної пари, обчисленої даним методом, змінюється у межах від 2.3 мм взимку до 42.75 мм влітку. Точність методу оцінюється відносною похибкою

$$d = \frac{I WV_{GPS} - I WV_e}{I WV_e},$$

і складає в середньому 2.7 %.

Осаджена водяна пара не залежить від вологості біля поверхні землі, але кореляційно залежить від наземної температури; коефіцієнт регресії дорівнює 0.75.

Значення  $I WV_{GPS}$ , отримані за результатами GPS-спостережень, в середньому більші від значень  $I WV_e$ , отриманих з формули (12) на основі даних аерологічних спостережень. Це пояснюється тим, що похибки визначення  $I WV_{GPS}$  закладені в самому методі визначення. Модельне представлення з визначення гідростатичної складової атмосферної затримки  $\Delta \rho_{m,d}$ , що використовується при обробці ГНСС-даних, не враховує інверсії температури.

Таким чином, різниці середніх значень  $\Delta \rho_d$ , визначених двома методами (за даними аерологічного зондування та по моделі Саастамойнена) досягають 1 см. Це відповідає різниці  $I WV = 1.5$  мм. Максимальні різниці між значеннями гідростатичних складових атмосферних поправок можуть досягати 3–4 см. Тоді  $I WV$  визначається з похибкою 5–6 мм.

## ВИСНОВКИ

Аналіз результатів визначення вмісту водяної пари в атмосфері протягом року на основі ГНСС-спостережень та аерологічного зондування атмосфери показав:

- спостерігається чітка кореляція між значеннями вологої складової тропосферної затримки та вмістом водяної пари в атмосфері, що і очікувалось;
- різниці зенітних атмосферних затримок, одержаних двома методами, що використовуються для визначення вмісту водяної пари в атмосфері, складають в середньому 1.5 см; похибка визначення  $\Delta \rho_d$  в зеніті, спричинена похибками вимірювання метеопараметрів, змінюється від 0.6 до 12 мм;
- середні різниці гідростатичних атмосферних затримок обчислених на основі аерологічного зондування та по моделі Саастамойнена, близькі до 1 см;
- обчислені значення  $I WV$  змінюються в межах 0–42 мм. Різниці значень  $I WV_{GPS}$ , отриманих за результатами GPS-спостережень та  $I WV$ , отриманих на основі аерологічних спостережень, лежать в межах 0.2–1.6 мм.

Використання ГНСС-спостережень у мережі активних референціальних станцій дозволяє проводити регіональний та глобальний моніторинг осадженої водяної пари.

Для підвищення точності визначення осадженої водяної пари  $I WV$  потрібно:

- знати тиск та температуру на поверхні землі;
- знати середню температуру  $T_m$ , яка добре корелює із температурою  $T_0$  поверхні.

При забезпеченні таких умов слід очікувати підвищення точності визначення  $I WV$  до 1.5 мм. В окремих випадках, коли точність визначення  $\Delta \rho_d$  за модельними представленнями складає 3–4 см, осаджена водяна пара буде визначатися з похибкою 5–6 мм. Тому з метою підвищення точності оперативної обробки ГНСС-даних доцільно використовувати локальні модельні представлення для гідростатичної складової тропосферної затримки.

Така оцінка похибок  $I WV$  стосується вимірювання на певний момент часу (одиначних). Завдяки щосекундним (безперервним) GPS-вимі-



рюванням, слід очікувати підвищення точності визначення *IWV*. На основі ГНСС-спостережень в мережі станцій ZAKPOS/UA-EUPOS та транс-кордонної співпраці із європейськими країнами ми можемо мати точну, щільну і часту вибірку значень *IWV* на значних територіях, що дозволяє визначати і прогнозувати динаміку зміни водяної пари в реальному часі.

1. Гофманн-Велленгоф Б., Ліхтенеггер Г., Коллінз Д. Глобальна система визначення місцеположення (GPS): теорія і практика. — Київ: Наук. думка, 1996. — 376 с.
2. Каблак Н. І., Клімик В. У., Швалагін І. В. та ін. Моніторинг осадженої водяної пари за допомогою GPS для прогнозування погоди // Космічна наука і технологія. — 2004. — **10**, № 5/6. — С. 163—166.
3. Пат. на корисну модель № 49670 МПК: Y04B 10/00. Спосіб визначення водяної осадженої пари в атмосфері / Н. І. Каблак, Ю. Ю. Жигуц.
4. Davis J. L., Herring T. A., Shapiro I. I. Geodesy by radio interferometry: Effects of atmospheric modeling errors on estimates of baseline length // Radio Sci. — 1985. — **20**, N 6. — P. 1593—1607.
5. Devis M., Businger S., Herring T. A., et al. GPS Meteorology: Remote sensing of atmospheric water vapor using the Global Positioning System // J. Geophys. Res. — 1992. — **97**. — P. 15787—15801.
6. Elgered G., Plag H. P., Van der Marel H. Exploitation of groundbased GPS for operational numerical weather prediction and climate applications. — EC/COST, EUR, 2005. — 234 p.
7. Herring T. A., Anthes R. A., Ware R. H. GPS Metrology: Remote sensing of atmospheric water vapor using the GPS // J. Geophys. Res. — 1992. — **97**. — P. 15787—15801.
8. Mendes V. B., Langley R. B. Tropospheric zenith delay prediction accuracy for airborne GPS high-precision positioning // Proc. The Institute of Navigation 54th Annual Meeting, Denver, CO, U.S.A., 1—3 June 1998. — Denver, 1998. — P. 337—347.
9. Niell A. E. Global mapping functions for the atmosphere delay at radio wavelengths // J. Geophys. Res. — 1996. — **101B**, N 2. — P. 3227—3246.
10. Niell A. E. Preliminary evaluation of atmospheric mapping functions based on numerical weather models // Phys. and Chemistry of the Earth. — 2001. — **26**. — P. 475—480.
11. Savchuk S., Kalynych I., Prodanets I. Creation of ZAKPOS active network reference stations for Transcarpathian region of Ukraine. — Берлін, 2008.
12. Saastamoinen I. I. Contribution to the theory of atmospheric refraction // Bull. Géodésique. — 1973. — **107**. — P. 13—34.

Надійшла до редакції 24.03.11

N. I. Kablak

#### MONITORING OF THE BESIEGED WATER VAPOR ON THE BASIS OF THE PROCESSING OF GNSS DATA

Zenith wet delay estimates derived from the analysis of GPS observations are used for operative weather forecasting and climate-change modelling. On the basis of these estimates, besieged water vapor values are determined for meteorology needs. We give some values of besieged water vapor which are derived from GNSS data processing and from results of aerologic sounding of the atmosphere.