

**ZESZYTY NAUKOWE
AKADEMII ROLNICZEJ
WE WROCŁAWIU**

NR 522

**ROZPRAWY
CCXXXIV**

JAROSŁAW BOSY

**PRECISE PROCESSING OF SATELLITE GPS
OBSERVATIONS IN LOCAL NETWORKS
LOCATED IN MOUNTAIN AREAS**

**DEPARTMENT OF GEODESY
AND PHOTOGRAMMETRY**



WROCŁAW 2005

JAROSŁAW BOSY

**PRECYZYJNE OPRACOWANIE OBSERWACJI
SATELITARNYCH GPS W LOKALNYCH SIECIACH
POŁOŻONYCH W TERENACH GÓRSKICH**

KATEDRA GEODEZJI I FOTOGRAMETRII



WROCŁAW 2005

Opiniodawca

prof. dr hab. inż. Jan Kryński

Redaktor merytoryczny

prof. dr hab. inż. Włodzimierz Czmara

Opracowanie redakcyjne i korekta

mgr Elżbieta Winiarska-Grabosz

Łamanie

Jarosław Bosy

Projekt okładki

Grażyna Kwiatkowska

© Copyright by Wydawnictwo Akademii Rolniczej we Wrocławiu, Wrocław 2005

Utwór w całości ani w fragmentach nie może być powielany ani rozpowszechniany
za pomocą urządzeń elektronicznych, nagrywających i innych
bez pisemnej zgody posiadacza praw autorskich

ISSN 0867-7964

ISSN 0867-1427

WYDAWNICTWO AKADEMII ROLNICZEJ WE WROCŁAWIU

Redaktor naczelny – J e r z y S o b o t a

ul. Sopocka 23, 50-344 Wrocław, tel./fax (071) 328-12-77

e-mail: wyd@ozi.ar.wroc.pl

Nakład: 100 + 16 egz. Ark. druk. 9,75

Druk i oprawa: F.P.H. „ELMA”

Spis treści

1. Wprowadzenie	7
2. Cel i zakres pracy	9
3. Modelowanie obserwacji GPS	11
3.1. Obserwacje kodowe i fazowe	11
3.2. Różnicowanie obserwacji	13
3.3. Kombinacje liniowe obserwacji	16
3.3.1. Kombinacja liniowa „Ionosphere-free”	18
3.3.2. Kombinacja liniowa „Geometry-free”	19
3.3.3. Kombinacja liniowa „Wide-Lane”	19
3.3.4. Kombinacja liniowa „Melbourne-Wübbena”	20
3.4. Estymacja parametrów wektora GPS i rozwiązywanie nieoznaczoności	22
3.4.1. Strategie rozwiązywania nieoznaczoności	23
3.4.1.1. Poszukiwanie nieoznaczoności w dziedzinie współ- rzędnych	25
3.4.1.2. Poszukiwanie nieoznaczoności w dziedzinie obser- wacji	27
3.4.1.3. Poszukiwanie nieoznaczoności w dziedzinie nie- oznaczoności	30
4. Źródła błędów w pomiarach GPS	33
4.1. Zmiany centrum fazowego anteny odbiornika	35
4.1.1. Metody kalibracji	36
4.2. Interferencja fal wtórnych – wielotorowość	42
4.2.1. Wykrywanie błędu wielotorowości	43
4.3. Refrakcja atmosferyczna	47
4.3.1. Refrakcja jonosferyczna	48
4.3.1.1. Zaburzenia stanu jonosfery	50
4.3.1.2. Model jonosfery Chapmana	53
4.3.1.3. Propagacja fal radiowych w jonosferze	57
4.3.1.4. Modelowanie jonosfery	60
4.3.2. Refrakcja troposferyczna	68
4.3.2.1. Modelowanie opóźnienia troposferycznego	69
4.3.2.2. Modelowanie opóźnienia troposferycznego w kie- runku do satelity – modele podstawowe <i>a priori</i> (deter- ministyczne)	73
4.3.2.3. Modelowanie opóźnienia troposferycznego w kie- runku zenitu – składowa sucha	81

4.3.2.4.	Modelowanie opóźnienia troposferycznego w kierunku zenitu – składowa mokra	85
4.3.2.5.	Funkcje odwzorowujące opóźnienie troposferyczne z kierunku zenitu na kierunek do satelity	92
4.3.2.6.	Model stochastyczny oraz gradient opóźnienia troposferycznego	103
5.	Model lokalnej troposfery	108
5.1.	Model lokalnej troposfery z obserwacji meteorologicznych	108
5.2.	Model lokalnej troposfery na obszarze sieci <i>KARKONOSZE</i>	110
5.3.	Porównanie modelu lokalnej troposfery z modelem atmosfery standardowej i <i>MOPS</i>	114
5.4.	Modelowanie opóźnienia troposferycznego w oparciu o model lokalnej troposfery	117
6.	Metodyka opracowania lokalnych sieci GPS położonych w terenach górskich	121
6.1.	Nawiązanie sieci lokalnej	121
6.2.	Opracowanie obserwacji	123
6.3.	Estymacja parametrów troposfery i współrzędnych punktów	128
6.4.	Weryfikacja wyznaczanych wysokości punktów	134
7.	Podsumowanie i wnioski	139
	Bibliografia	141
	Summary	154

1. Wprowadzenie

Wyznaczenie składowych poziomych współrzędnych punktów na podstawie obserwacji satelitarnych GPS realizowane jest obecnie z dokładnością milimetrową. Taką dokładność uzyskuje się zarówno dla sieci globalnych (np. *IGS*), regionalnych (np. *EPN*), jak i lokalnych, przy czym są to najczęściej wyniki z powtarzalnych sesji 24h. W przypadku sieci globalnych i regionalnych są to obserwacje ze stacji permanentnych wyposażonych w najlepszy sprzęt pomiarowy (głównie anteny Choke Ring), gdzie występuje duża powtarzalność rozwiązań dobowych i tygodniowych (Bruyninx et al., 2003; Kenyeres and Bruyninx, 2004). Dla sieci stacji permanentnych została wypracowana optymalna strategia opracowania danych GPS pozwalająca na uzyskanie wysokich dokładności wyznaczania współrzędnych (Habrich, 2002).

W lokalnych sieciach GPS mamy do czynienia najczęściej z pomiarami okresowymi wykonywanymi niejednorodnym sprzętem. Dodatkowo, występuje tutaj duże zróżnicowanie co do wielkości sieci, przestrzennego ukształtowania terenu, stopnia jego zurbanizowania i warunków geologicznych. Osiągnięcie dokładności milimetrowych dla wyznaczenia składowych poziomych wymaga zastosowania metodyki opracowania wyników uwzględniającej powyższą specyfikę. W sieciach lokalnych nie można stosować strategii realizowanych w sieciach o charakterze globalnym jak i regionalnym, gdzie opracowywane są obserwacje ze stacji permanentnych, wyposażonych w odbiorniki dwuczęstotliwościowe z kodem *P* oraz najczęściej w anteny odbiorcze typu *Dorne Margolin T* (Bosy and Figurski, 2003).

Dokładność wyznaczania składowej pionowej współrzędnych punktów zarówno w przypadku sieci globalnych, jak i regionalnych mieści się w przedziale ± 10 mm (powtarzalność dobową lub tygodniową wyznaczeń). Można zatem w tym przypadku mówić o dokładności wyznaczenia wysokości elipsoidalnej punktu na poziomie centymetra. W przypadku sieci lokalnych, szczególnie tych mierzonych okresowo, dokładność ta jest możliwa do osiągnięcia tylko przy zastosowaniu strategii opracowania maksymalnie redukującej wpływ błędów systemu GPS, a jednocześnie uwzględniającej specyfikę takiej sieci w odniesieniu do jej położenia, geometrii jak i materiału obserwacyjnego. Szczególnie ma to znaczenie w przypadku sieci położonych w terenach górskich. Problem ten jest aktualnym zagadnieniem badawczym (Brockmann et al., 2000; Borkowski et al., 2002; Vigny et al., 2002; Makowska, 2003; Mojzeš et al., 2004; Mojzeš and Papco, 2004; Bosy, 2004). Dotąd brak jest jednakże skutecznego rozwiązania problemu wyznaczania wysokości punktów sieci GPS położonych w terenach górskich.

Czynnikiem mającym decydujący wpływ na wyniki opracowania obserwacji satelitarnych GPS w sieciach położonych w terenach górskich, wynikającym z dużej zmienności warunków atmosferycznych, jest refrakcja troposferyczna (opóźnienie troposferyczne). W przypadku sieci zlokalizowanych w obszarach górskich standardowe modele troposfery, wykorzystywane w procesie opracowania obserwacji

GPS do modelowania opóźnienia troposferycznego, nie oddają tej zmienności warunków atmosferycznych. Rozdzielczość tych modeli, powstałych najczęściej z sondowań radiometrami, jest niewielka i może być wykorzystywana do przeniesienia powierzchniowych warunków meteorologicznych (ciśnienia, temperatury i wilgotności) w pionie (Mendes, 1999; Niell, 2000).

W niniejszej pracy przedstawiono opracowaną przez autora metodykę precyzyjnego opracowania obserwacji satelitarnych GPS w sieciach lokalnych położonych w terenach górskich. Dotyczy ona przede wszystkim etapu estymacji opóźnienia troposferycznego, gdzie zastosowano własną procedurę opartą o model lokalnej troposfery charakteryzujący się dużą rozdzielczością przestrzenną i czasową. Model ten jest tworzony na podstawie powierzchniowych pomiarów warunków meteorologicznych prowadzonych równoległe z pomiarami GPS na obszarze sieci lokalnej. Wpływ poszczególnych błędów systemu GPS oraz sposoby ich eliminacji bądź redukcji na etapie opracowania obserwacji zostały w pracy omówione na podstawie literatury i uzupełnione szeroko własnymi wynikami badań w tym zakresie. Przeprowadzona weryfikacja wyznaczonych techniką GPS wysokości elipsoidalnych oraz wyznaczonych na ich podstawie wysokości normalnych wykazała konieczność poprawy dokładności modelu geoidy, szczególnie dla obszarów górskich.

Do testowania opracowanych modeli i rozwiązań wykorzystano obserwacje meteorologiczne i satelitarne GPS, które zostały wykonane w latach 2001–2003 przez zespół Katedry Geodezji i Fotogrametrii Akademii Rolniczej we Wrocławiu, w lokalnej precyzyjnej sieci geodynamicznej *KARKONOSZE* (Kontny et al., 2002; Mąkolski et al., 2002). Do budowy lokalnego modelu troposfery na obszarze sieci *KARKONOSZE* zostały wykorzystane obserwacje meteorologiczne ze stacji i posterunków meteorologicznych Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej (*IMiGW*), udostępnione przez oddział we Wrocławiu.

Do badań, szczególnie analiz i testów związanych z opracowaniem obserwacji GPS, wykorzystano program *Bernese GPS Software* wersja 4.2 (Hugentobler et al., 2001) i wersja 5.0 (Hugentobler et al., 2004) oraz autorskie programy opracowane w środowisku pakietu *MATLAB*[®] nr licencji 101979, używanego w ramach grantu obliczeniowego Wrocławskiego Centrum Sieciowo-Superkomputerowego (<http://www.wcss.wroc.pl/>). Oprogramowanie *MATLAB*[®] wykorzystano także do wizualizacji wyników.

Praca nie mogłaby powstać bez pomocy Koleżanek i Kolegów z Katedry Geodezji i Fotogrametrii Akademii Rolniczej we Wrocławiu, którzy brali udział w pomiarach w sieci *KARKONOSZE* i służyli radą na etapie ich opracowywania oraz przygotowania pracy. Wszystkim tym Osobom autor składa gorące podziękowania. Podziękowania należą się także Rodzinie, za wielostronne wsparcie i wytrwałość.

Szczególne podziękowania autor składa na ręce prof. Jana Kryńskiego za wnikliwą recenzję wydawniczą oraz cenne uwagi do niniejszej pracy.

2. Cel i zakres pracy

Głównym celem prowadzonych przez autora prac badawczych jest opracowanie metodyki precyzyjnego przetwarzania obserwacji satelitarnych GPS w sieciach lokalnych położonych w terenach górskich. Ma ona zapewnić jak najwyższą dokładność wyznaczanych współrzędnych (szczególnie wysokości) z uwzględnieniem tych wszystkich uwarunkowań, które wynikają z konstrukcji sieci lokalnej GPS, niejednorodności materiału obserwacyjnego oraz niestacjonarności warunków atmosferycznych.

Założony cel badawczy będzie mógł być zrealizowany pod warunkiem dowiedzenia tezy, że zastosowane sposoby eliminacji i redukcji błędów systemu GPS na etapie opracowania obserwacji GPS zapewnią milimetrową dokładność wyznaczanych współrzędnych punktów sieci położonej w terenie górskim. Odnosi się to szczególnie do procedury estymacji opóźnienia troposferycznego bazującej na lokalnym modelu troposfery, wyznaczonym na podstawie obserwacji meteorologicznych prowadzonych równoległe z pomiarami GPS.

W pracy przedstawiono wyniki analiz, testów oraz eksperymentów dotyczących optymalnej metodyki opracowania obserwacji GPS w sieciach położonych w terenach górskich. Zakres pracy obejmuje w szczególności:

Pierwsza część pracy dotyczy modelowania obserwacji GPS. Na podstawie przeglądu literatury zostały przedstawione równania obserwacyjne oraz kombinacje liniowe wykorzystywane w procesie opracowywania obserwacji GPS oraz problem wyznaczania parametrów wektora GPS. Szczególny nacisk położono na metody wyznaczania nieoznaczoności.

W części drugiej przedstawiono problematykę dotyczącą wpływu różnych błędów na pomiary GPS oraz dyskusje sposobów ich redukcji. Rozdział ten stanowi przegląd literatury uzupełniony szeroko własnymi wynikami badań autora w tym zakresie. W sposób szczegółowy zostały omówione błędy mające zdaniem autora największy wpływ na wyniki opracowania obserwacji GPS w sieciach lokalnych położonych w terenach górskich. Omówiono zatem błędy urządzeń odbiorczych, a mianowicie: zmienność centrum fazowego anteny odbiorczej GPS oraz interferencję fal wtórnych (wielotorowość). W ramach zakłóceń propagacyjnych został przeanalizowany wpływ refrakcji jonosferycznej i troposferycznej. W przypadku jonosfery przedstawiono sposób modelowania lokalnej jonosfery oparty o modele globalne bądź regionalne i wykorzystujący obserwacje GPS z sieci lokalnej. Zakłócenia propagacyjne spowodowane troposferą zostały szczegółowo przeanalizowane ze względu na ich zasadniczy wpływ na wyznaczanie składowej pionowej współrzędnych punktów sieci GPS położonych w terenach górskich. W związku z tym bardzo szeroko omówiono problematykę modelowania opóźnienia troposferycznego w kierunku zenitu jak i funkcje odwzorowujące do kierunku do satelity. Wykonano szereg analiz i testów w oparciu o obserwacje z sieci lokalnej *KARKONOSZE* położonej w terenie górskim, mających na celu wybór optymalnej metodyki modelowania opóźnienia troposferycznego.

Część trzecia dotyczy metody budowy lokalnego modelu troposfery opartego o

obserwacje meteorologiczne. Metoda ta następnie została wykorzystana do budowy modelu dla sieci *KARKONOSZE*. Do budowy modelu lokalnej troposfery na tym obszarze zostały włączone obserwacje parametrów meteorologicznych wykonywane równoległe z pomiarami GPS na punktach sieci lokalnej oraz stacjach i posterunkach *IMiGW*. Model lokalnej troposfery stanowi alternatywę do modeli standardowych wykorzystywanych w programach do opracowania obserwacji satelitarnych GPS i charakteryzuje się dużą rozdzielczością zarówno przestrzenną, jak i czasową.

W części czwartej została przedstawiona metodyka opracowania sieci lokalnej GPS położonej w terenie górskim na przykładzie sieci *KARKONOSZE*. Metodyka ta obejmuje etapy opracowania lokalnej sieci GPS, a mianowicie: nawiązanie sieci, procedurę opracowania obserwacji, estymację parametrów: szczególnie opóźnienia troposferycznego oraz końcowych współrzędnych punktów. W części tej został także przedstawiony sposób weryfikacji wyznaczanych wysokości punktów, na podstawie porównań z wyznaczonymi na drodze precyzyjnej niwelacji geometrycznej wysokościami normalnymi wybranych punktów sieci.

Ostatnią część stanowi podsumowanie zawierające wnioski i uwagi końcowe oraz bibliografia dotycząca prezentowanych w pracy zagadnień.

3. Modelowanie obserwacji GPS

3.1. Obserwacje kodowe i fazowe

W procesie opracowania obserwacji satelitarnych GPS w sieciach precyzyjnych wykorzystywane są zarówno obserwacje fazowe, jak i kodowe. W przypadku obserwacji kodowych podstawową wielkością podlegającą opracowaniu jest pseudoodległość PR_r^s , czyli różnica momentów czasu transmisji t^s i t_r odbioru sygnału pomnożona przez prędkość światła c . Równanie pseudoodległości wyraża następująca zależność:

$$PR_r^s = (t_r - t^s)c = \rho_r^s + c(\delta t_r - \delta t^s) + \delta T_r^s + \delta I_r^s + \delta_r^s + \epsilon_P \quad (3.1)$$

gdzie:

t^s, t_r – momenty czasu transmisji i odbioru sygnału w skali czasu GPS [s],

$\delta t^s, \delta t_r$ – błąd zegara satelity i odbiornika [s],

c – prędkość światła w próżni [m/s],

ρ_r^s – odległość geometryczna między satelitą a odbiornikiem [m]:

$$\rho_r^s = \sqrt{(X^s - X_r)^2 + (Y^s - Y_r)^2 + (Z^s - Z_r)^2}$$

δT_r^s – opóźnienie sygnału spowodowane refrakcją troposferyczną [m],

δI_r^s – opóźnienie sygnału spowodowane refrakcją jonosferyczną [m],

δ_r^s – błędy systematyczne satelity i odbiornika [m],

ϵ_P – błędy przypadkowe obserwacji kodowych (szum) [m].

W równaniu (3.1) znana jest pozycja satelity X^s, Y^s, Z^s oraz błąd jej zegara δt^s , niewiadome to pozycja odbiornika X_r, Y_r, Z_r oraz błąd zegara odbiornika δt_r . Obliczenie niewiadomych jest zatem możliwe w przypadku obserwacji do minimum 4 satelitów (układ minimum 4 równań pseudoodległości).

Podstawę opracowań GPS stosowanych w geodezji stanowią jednak obserwacje fazowe. Równanie obserwacji fazowej ϕ_r^s można zapisać jako różnicę (Leick, 1995; Rothacher, 1999):

$$\phi_r^s = \Phi_{0,r} - \Phi_{GPS,r}^s \quad (3.2)$$

gdzie:

$\Phi_{0,r}$ – faza (w cyklach) generowana przez zegar odbiornika r , w czasie zegara odbiornika t_r ,

$\Phi_{GPS,r}^s$ – faza sygnału GPS (w cyklach) odebrana przez odbiornik r z satelity s w czasie zegara odbiornika t_r .

Fazę $\Phi_{GPS,r}^s$ sygnału GPS odbieraną przez odbiornik z równania (3.2) można przedstawić jako:

$$\Phi_{GPS,r}^s = \Phi_r^{GPS,s} - N_r^s \quad (3.3)$$

gdzie:

$\Phi_r^{GPS,s}$ – faza sygnału GPS (w cyklach) transmitowana do odbiornika r w czasie zegara satelity t^s ,

N_r^s – całkowita wartość nieoznaczoności dla satelity s i odbiornika r .

Fazę $\Phi_{0,r}$ generowaną przez zegar odbiornika r , w czasie zegara odbiornika t_r można zapisać jako:

$$\Phi_{0,r} = f_0 t_r + \alpha_r \quad (3.4)$$

gdzie:

f_0 – nominalna częstotliwość [MHz],

α_r – stała instrumentalna odbiornika r .

Podobnie w przypadku fazy $\Phi_r^{GPS,s}$ sygnału GPS transmitowanego do odbiornika r w czasie zegara satelity t^s można ją zapisać równaniem:

$$\Phi_r^{GPS,s} = f_0 t^s + \alpha^s \quad (3.5)$$

gdzie:

α^s – stała instrumentalna satelity s .

Równanie (3.2) po podstawieniu kolejno (3.3), (3.4), (3.5) można rozwinąć do postaci:

$$\begin{aligned} \phi_r^s &= (f_0 t_r + \alpha_r) - (f_0 t^s + \alpha^s - N_r^s) \\ &= f_0 (t_r - t^s) + (N_r^s - \alpha^s + \alpha_r) \end{aligned} \quad (3.6)$$

Pomnożenie równania (3.6) przez nominalną długość fali $\lambda_0 = c/f_0$ pozwala na wyrażenie równania obserwacyjnego w pomiarach fazowych w jednostkach długości $L_r^s = \lambda_0 \phi_r^s$:

$$L_r^s = c (t_r - t^s) + \lambda_0 (N_r^s - \alpha^s + \alpha_r) \quad (3.7)$$

gdzie:

$c (t_r - t^s)$ – pseudoodległość, którą analogicznie jak w pomiarach kodowych (3.1) można zapisać: $c (t_r - t^s) = \rho_r^s + c (\delta t_r - \delta t^s)$,

$\lambda_0 (N_r^s - \alpha^s + \alpha_r)$ – czynnik wynikający głównie z opóźnienia atmosferycznego $\delta T_r^s + \delta I_r^s$, nieznaney całkowitej wartości nieoznaczoności N oraz błędów przypadkowych obserwacji fazowych ϵ_L (szumu), który można wyrazić jako: $\delta T_r^s - \delta I_r^s + \lambda_0 N_r^s + \epsilon_L$ (Rothacher, 1999; Schaer, 1999).

Równanie (3.7) przyjmuje więc postać:

$$L_r^s = \rho_r^s + c(\delta t_r - \delta t^s) + \delta T_r^s - \delta I_r^s + \lambda_0 N_r^s + \epsilon_L \quad (3.8)$$

Oznaczając przez ρ_r^s część niezależną od częstotliwości równania (3.8), związaną z odległością geometryczną do satelity, zegarami i troposferą, można ją wyrazić równaniem (Rothacher, 1999; Schaer, 1999):

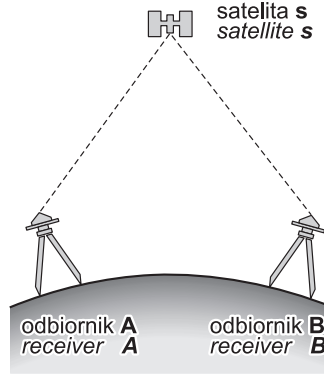
$$\rho_r^s = \rho_r^s + c(\delta t_r - \delta t^s) + \delta T_r^s \quad (3.9)$$

Równania fazy (3.8) i kodu (3.1) uwzględniając zależność (3.9) odpowiednio dla częstotliwości f_1 i f_2 możemy zapisać w uproszczonej postaci (Rothacher, 1999):

$$\begin{aligned} L_{1r}^s &= \rho_r^s - \delta I_{1r}^s + \lambda_1 N_{1r}^s + \epsilon_{L_1} \\ L_{2r}^s &= \rho_r^s - \delta I_{2r}^s + \lambda_2 N_{2r}^s + \epsilon_{L_2} \\ P_{1r}^s &= \rho_r^s + \delta I_{1r}^s + \epsilon_{P_1} \\ P_{2r}^s &= \rho_r^s + \delta I_{2r}^s + \epsilon_{P_2} \end{aligned} \quad (3.10)$$

3.2. Różnicowanie obserwacji

W celu eliminacji niektórych błędów systematycznych tworzone są różnice obserwacji fazowych. Eliminacja, a w zasadzie ograniczenie do poziomu $< 1 \text{ ms}$ błędu zegara satelity δt^s jest możliwe poprzez utworzenie pojedynczej różnicy: dwa odbiorniki A i B (wektor \overrightarrow{AB}) obserwują tego samego satelitę s (rys. 3.1). Pojedyncze



Rys. 3.1. Pojedyncze różnice
Fig. 3.1. Single differences

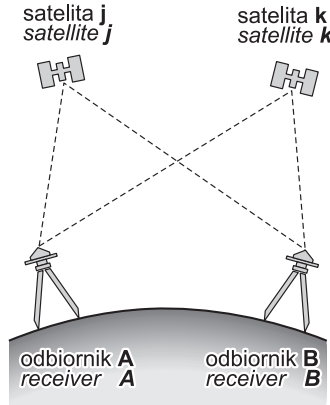
różnice otrzymuje się z równań obserwacyjnych (3.8) dla wektora \vec{AB} :

$$\begin{aligned}
\Delta L_{AB}^s &= L_A^s - L_B^s & (3.11) \\
&= \rho_A^s + c(\delta t_A - \delta t^s) + \delta T_A^s - \delta I_A^s + \lambda_0 N_A^s + \epsilon_{LA} \\
&- \rho_B^s + c(\delta t_B - \delta t^s) + \delta T_B^s - \delta I_B^s + \lambda_0 N_B^s + \epsilon_{LB} \\
&= \Delta \rho_{AB}^s + c\Delta \delta t_{AB} + \Delta \delta T_{AB}^s - \Delta \delta I_{AB}^s + \lambda_0 \Delta N_{AB}^s + \epsilon_{\Delta L_{AB}}
\end{aligned}$$

gdzie:

$$\begin{aligned}
\Delta \rho_{AB}^s &= \rho_A^s - \rho_B^s \\
\Delta \delta t_{AB} &= \delta t_A - \delta t_B \\
\Delta \delta T_{AB}^s &= \delta T_A^s - \delta T_B^s \\
\Delta \delta I_{AB}^s &= \delta I_A^s - \delta I_B^s \\
\Delta N_{AB}^s &= N_A^s - N_B^s \\
\epsilon_{\Delta L_{AB}} &= \epsilon_{LA} - \epsilon_{LB}
\end{aligned}$$

Eliminacja błędu zegara odbiornika δt_r jest możliwa przez utworzenie tzw. podwójnej różnicy: dwa odbiorniki A i B (wektor \vec{AB}) obserwują te same dwa satelity j i k (rys. 3.2). Podwójne różnice otrzymuje się zatem jako różnice pojedynczych



Rys. 3.2. Podwójne różnice
Fig. 3.2. Double differences

różnic (3.11) i można je zapisać jako:

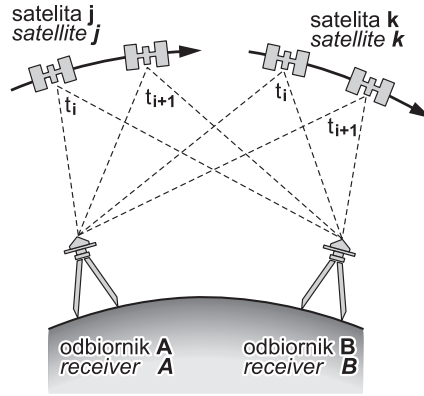
$$\begin{aligned}
\nabla \Delta L_{AB}^{jk} &= \Delta L_{AB}^j - \Delta L_{AB}^k & (3.12) \\
&= \Delta \rho_{AB}^j + c\Delta \delta t_{AB} + \Delta \delta T_{AB}^j - \Delta \delta I_{AB}^j + \lambda_0 \Delta N_{AB}^j + \epsilon_{\Delta L_{AB}}^j \\
&- \Delta \rho_{AB}^k + c\Delta \delta t_{AB} + \Delta \delta T_{AB}^k - \Delta \delta I_{AB}^k + \lambda_0 \Delta N_{AB}^k + \epsilon_{\Delta L_{AB}}^k \\
&= \nabla \Delta \rho_{AB}^{jk} + \nabla \Delta \delta T_{AB}^{jk} - \nabla \Delta \delta I_{AB}^{jk} - \lambda_0 \nabla \Delta N_{AB}^{jk} + \epsilon_{\nabla \Delta L_{AB}}^{jk}
\end{aligned}$$

gdzie:

$$\begin{aligned}
\nabla \Delta \rho_{AB}^{jk} &= \Delta \rho_{AB}^j - \Delta \rho_{AB}^k \\
\nabla \Delta \delta T_{AB}^{jk} &= \Delta \delta T_{AB}^j - \Delta \delta T_{AB}^k \\
\nabla \Delta \delta I_{AB}^{jk} &= \Delta \delta I_{AB}^j - \Delta \delta I_{AB}^k \\
\nabla \Delta N_{AB}^{jk} &= \Delta N_{AB}^j - \Delta N_{AB}^k \\
\epsilon \nabla \Delta L_{AB}^{jk} &= \epsilon \Delta L_{AB}^j - \epsilon \Delta L_{AB}^k
\end{aligned}$$

W opracowaniu fazowych obserwacji różnicowych równania podwójnych różnic (3.12) są najczęściej stosowanymi postaciami równań obserwacyjnych.

Kolejnymi różnicami są potrójne różnice: dwa odbiorniki A i B (wektor \vec{AB}) obserwują te same dwa satelity j i k w kolejnych momentach czasu t_i i t_{i+1} (rys. 3.3).



Rys. 3.3. Potrójne różnice
Fig. 3.3. Triple differences

Uzyskuje się je jako różnice podwójnych różnic (3.12) w momencie t_i :

$$\begin{aligned}
\nabla \Delta L_{AB}^{jk}(t_i) &= \nabla \Delta \rho_{AB}^{jk}(t_i) + \nabla \Delta \delta T_{AB}^{jk}(t_i) \\
&\quad - \nabla \Delta \delta I_{AB}^{jk}(t_i) - \lambda_0 \nabla \Delta N_{AB}^{jk} + \epsilon \nabla \Delta L_{AB}^{jk}(t_i)
\end{aligned} \tag{3.13}$$

oraz w momencie t_{i+1} :

$$\begin{aligned}
\nabla \Delta L_{AB}^{jk}(t_{i+1}) &= \nabla \Delta \rho_{AB}^{jk}(t_{i+1}) + \nabla \Delta \delta T_{AB}^{jk}(t_{i+1}) \\
&\quad - \nabla \Delta \delta I_{AB}^{jk}(t_{i+1}) - \lambda_0 \nabla \Delta N_{AB}^{jk} + \epsilon \nabla \Delta L_{AB}^{jk}(t_{i+1})
\end{aligned} \tag{3.14}$$

Równanie potrójnych różnic można zatem na podstawie (3.13) i (3.14) przedstawić wzorem:

$$\begin{aligned}
\delta(t_i, t_{i+1})\nabla\Delta L_{AB}^{jk} &= \nabla\Delta L_{AB}^{jk}(t_{i+1}) - \nabla\Delta L_{AB}^{jk}(t_i) \\
&= \delta(t_i, t_{i+1})\nabla\Delta\rho_{AB}^{jk} + \delta(t_i, t_{i+1})\nabla\Delta\delta T_{AB}^{jk} \\
&\quad - \delta(t_i, t_{i+1})\nabla\Delta\delta I_{AB}^{jk} + \delta(t_i, t_{i+1})\epsilon_{\nabla\Delta L_{AB}^{jk}}
\end{aligned} \tag{3.15}$$

Równania potrójnych różnic (3.15) wykorzystuje się na etapie wstępnego opracowania obserwacji fazowych celem wykrycia oraz redukcji tzw. nieciągłości fazy „cycle slips” między kolejnymi epokami (Rothacher, 1999; Figurski, 2001; Xu, 2003).

3.3. Kombinacje liniowe obserwacji

Odbiorniki dwuczęstotliwościowe z kodem P , jakie najczęściej wykorzystywane są w pomiarach sieci precyzyjnych, pozwalają na utworzenie wielu kombinacji liniowych obserwacji fazowych L_1 i L_2 oraz kodowych P_1 i P_2 . Zapisując równania: (3.10) z zastosowaniem uproszczonego zapisu w notacji podwójnych różnic (3.12):

$$L_{AB}^{jk} := \nabla\Delta L_{AB}^{jk} \tag{3.16}$$

otrzymuje się (Teunisen and Kleusberg, 1998; Rothacher, 1999; Schaer, 1999):

$$\begin{aligned}
L_{1AB}^{jk} &= \rho'_{AB}{}^{jk} - \delta I_{1AB}^{jk} + \lambda_1 N_{1AB}^{jk} + \epsilon_{L_1} \\
L_{2AB}^{jk} &= \rho'_{AB}{}^{jk} - \delta I_{2AB}^{jk} + \lambda_2 N_{2AB}^{jk} + \epsilon_{L_2} \\
P_{1AB}^{jk} &= \rho'_{AB}{}^{jk} + \delta I_{1AB}^{jk} + \epsilon_{P_1} \\
P_{2AB}^{jk} &= \rho'_{AB}{}^{jk} + \delta I_{2AB}^{jk} + \epsilon_{P_2}
\end{aligned} \tag{3.17}$$

gdzie:

$\rho'_{AB}{}^{jk} := \nabla\Delta\rho_{AB}^{jk} + \nabla\Delta\delta T_{AB}^{jk}$ – podobnie jak w równaniu (3.9) część niezależna od częstotliwości, związana z odległością geometryczną do satelity ρ_{AB}^{jk} i troposferą δT_{AB}^{jk} ,

$\delta I_{1AB}^{jk} := \nabla\Delta\delta I_{AB}^{jk}$ – opóźnienie jonosferyczne,

N_{1AB}^{jk} i N_{2AB}^{jk} – całkowite wartości nieoznaczoności fazy podwójnych różnic odpowiednio dla częstotliwości f_1 i f_2 wyrażone w cyklach $\lambda N_{AB}^{jk} := \lambda_1 \nabla\Delta N_{AB}^{jk}$,

$\epsilon_L := \epsilon_{\nabla\Delta L_{AB}^{jk}}$, $\epsilon_P := \epsilon_{\nabla\Delta P_{AB}^{jk}}$ – błędy przypadkowe (szum) odpowiednio dla fazy i kodu.

Zgodnie z założeniem, że opóźnienie jonosferyczne δI jest odwrotnie proporcjonalne do częstotliwości f , można zapisać następujące zależności (Teunisen and Kleusberg, 1998; Rothacher, 1999):

$$\delta I_{1AB}^{jk} = \frac{k}{f_1^2} \quad \delta I_{2AB}^{jk} = \frac{k}{f_2^2} \quad (3.18)$$

oraz

$$\delta I_{2AB}^{jk} = \frac{f_1^2}{f_2^2} \delta I_{1AB}^{jk} \quad (3.19)$$

Równania (3.17) można przedstawić w postaci:

$$\begin{aligned} L_{1AB}^{jk} &= \rho_{AB}^{\prime jk} & -\delta I_{1AB}^{jk} & +\lambda_1 N_{1AB}^{jk} & +\epsilon_{L_1} \\ L_{2AB}^{jk} &= \rho_{AB}^{\prime jk} & - (f_1^2/f_2^2) \delta I_{1AB}^{jk} & +\lambda_2 N_{2AB}^{jk} & +\epsilon_{L_2} \\ P_{1AB}^{jk} &= \rho_{AB}^{\prime jk} & +\delta I_{1AB}^{jk} & & +\epsilon_{P_1} \\ P_{2AB}^{jk} &= \rho_{AB}^{\prime jk} & + (f_1^2/f_2^2) \delta I_{1AB}^{jk} & & +\epsilon_{P_2} \end{aligned} \quad (3.20)$$

Zależności (3.20) są podstawowymi równaniami obserwacyjnymi fazy i kodu. Stosując notację macierzową otrzymuje się (Teunisen and Kleusberg, 1998):

$$\begin{bmatrix} L_{1AB}^{jk} \\ L_{2AB}^{jk} \\ P_{1AB}^{jk} \\ P_{2AB}^{jk} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & -1 & 1 & 0 \\ 1 & -f_1^2/f_2^2 & 0 & 1 \\ 1 & 1 & 0 & 0 \\ 1 & f_1^2/f_2^2 & 0 & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \rho_{AB}^{\prime jk} \\ \delta I_{1AB}^{jk} \\ \lambda_1 N_{1AB}^{jk} \\ \lambda_2 N_{2AB}^{jk} \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} \epsilon_{L_1} \\ \epsilon_{L_2} \\ \epsilon_{P_1} \\ \epsilon_{P_2} \end{bmatrix} \quad (3.21)$$

Składnikami czteroelementowego wektora niewiadomych układu równań (3.21) są: składnik $\rho_{AB}^{\prime jk}$ niezależny od częstotliwości, związany z odległością geometryczną do satelity, opóźnienie jonosferyczne $\delta I_{1,AB}^{jk}$ oraz nieoznaczoności $N_{1,AB}^{jk}$ i $N_{2,AB}^{jk}$.

Równania kombinacji liniowych fazy i kodu można zapisać w postaci ogólnej, stosując notację podwójnych różnic, gdzie dwa odbiorniki A i B (wektor \overrightarrow{AB}) obserwują te same dwa satelity j i k (Mervart, 1995; Leick, 1995; Hofmann-Wellenhof et al., 2001):

$$\begin{aligned} L_{mAB}^{jk} &= \alpha_{m,1} L_{1AB}^{jk} + \alpha_{m,2} L_{2AB}^{jk} \\ P_{mAB}^{jk} &= \alpha_{m,1} P_{1AB}^{jk} + \alpha_{m,2} P_{2AB}^{jk} \end{aligned} \quad (3.22)$$

gdzie:

L_{mAB}^{jk} , P_{mAB}^{jk} – kombinacja liniowa m ($m > 2$) dla obserwacji fazowych i kodowych,

$\alpha_{m,1}$, $\alpha_{m,2}$ – współczynniki kombinacji liniowej m ,

L_{1AB}^{jk} , L_{2AB}^{jk} , P_{1AB}^{jk} , P_{2AB}^{jk} – obserwacje fazowe i kodowe (podwójnych różnic) dla częstotliwości L_1 i L_2 .

Kombinacje liniowe obserwacji fazowych i kodowych pozwalają na eliminację różnych źródeł błędów (np. jonosfery), znalezienie nieciągłości fazy „cycle slips” oraz rozwiązywanie nieoznaczoności.

3.3.1. Kombinacja liniowa „Ionosphere-free”

Kombinację liniową „Ionosphere-free” L_3 fazy i P_3 kodu, czyli wolną od wpływu jonosfery, otrzymuje się przez podstawienie do równań (3.22) za współczynniki $\alpha_{3,1}$ i $\alpha_{3,2}$ następujących wartości:

$$\alpha_{3,1} = \frac{f_1^2}{f_1^2 - f_2^2} \quad \alpha_{3,2} = -\frac{f_2^2}{f_1^2 - f_2^2} \quad (3.23)$$

Po uwzględnieniu (3.23) równania (3.22) przyjmują postać (Mervart, 1995; Schaer, 1999):

$$L_3 = \frac{1}{f_1^2 - f_2^2} \left(f_1^2 L_{1AB}^{jk} - f_2^2 L_{2AB}^{jk} \right) \quad (3.24)$$

$$P_3 = \frac{1}{f_1^2 - f_2^2} \left(f_1^2 P_{1AB}^{jk} - f_2^2 P_{2AB}^{jk} \right) \quad (3.25)$$

Podstawiając do równania (3.24) odpowiednio L_{1AB}^{jk} i L_{2AB}^{jk} z (3.20) otrzymuje się równanie kombinacji liniowej dla fazy L_3 (Rothacher, 1999):

$$\begin{aligned} L_3 &= \frac{f_1^2}{f_1^2 - f_2^2} \left(\rho'_{AB}{}^{jk} - \delta I_{1AB}^{jk} + \lambda_1 N_{1AB}^{jk} + \epsilon_{L_1} \right) \\ &- \frac{f_2^2}{f_1^2 - f_2^2} \left(\rho'_{AB}{}^{jk} - \frac{f_1^2}{f_2^2} \delta I_{1AB}^{jk} + \lambda_2 N_{2AB}^{jk} + \epsilon_{L_2} \right) \\ &= \rho'_{AB}{}^{jk} + \left(\frac{f_1^2}{f_1^2 - f_2^2} \lambda_1 N_{1AB}^{jk} - \frac{f_2^2}{f_1^2 - f_2^2} \lambda_2 N_{2AB}^{jk} + \epsilon_{\Delta L} \right) \end{aligned} \quad (3.26)$$

W przypadku obserwacji kodowych kombinację liniową P_3 otrzymujemy przez podstawienie do równania (3.25) odpowiednio za P_{1AB}^{jk} i P_{2AB}^{jk} z (3.20):

$$\begin{aligned} P_3 &= \frac{f_1^2}{f_1^2 - f_2^2} \left(\rho'_{AB}{}^{jk} + \delta I_{1AB}^{jk} + \epsilon_{P_1} \right) \\ &- \frac{f_2^2}{f_1^2 - f_2^2} \left(\rho'_{AB}{}^{jk} + \frac{f_1^2}{f_2^2} \delta I_{1AB}^{jk} + \epsilon_{P_2} \right) \\ &= \rho'_{AB}{}^{jk} + \epsilon_{\Delta P} \end{aligned} \quad (3.27)$$

Kombinacja liniowa L_3 daje praktycznie możliwość eliminacji wpływu jonosfery dla wektorów dłuższych niż 5 – 10 km, jednak posiada 3-krotnie większy szum aniżeli podstawowe obserwacje fazowe L_1 i L_2 (Rothacher, 1999). Wykorzystywana jest ona często w procesie opracowania obserwacji satelitarnych GPS na etapie wyznaczania przybliżonych współrzędnych punktów przed rozwiązaniem nieoznaczoności. Po rozwiązaniu nieoznaczoności z wykorzystaniem kombinacji L_3 następuje estymacja innych parametrów wektora GPS, takich jak np. współrzędne punktów, opóźnienie troposferyczne (Brockmann, 1996; Hugentobler et al., 2001; Bosa et al., 2003).

3.3.2. Kombinacja liniowa „Geometry-free”

Kombinacją liniową „Geometry-free” L_4 , czyli eliminującą wpływ błędów związanych z odległością geometryczną do satelity dla obserwacji fazowych, otrzymuje się jako różnicę równań obserwacji fazowych (3.20). Współczynniki $\alpha_{4,1}$ i $\alpha_{4,2}$ z równania (3.22) wynoszą więc odpowiednio:

$$\alpha_{4,1} = 1 \quad \alpha_{4,2} = -1 \quad (3.28)$$

Kombinację liniową „Geometry-free” L_4 , po uwzględnieniu (3.28), można zatem wyrazić dla obserwacji fazowych następującym wzorem:

$$\begin{aligned} L_4 &= L_{1AB}^{jk} - L_{2AB}^{jk} \\ &= \left(\rho_{AB}^{jk} - \delta I_{1AB}^{jk} + \lambda_1 N_{1AB}^{jk} + \epsilon_{L_1} \right) \\ &\quad - \left(\rho_{AB}^{jk} - \frac{f_1^2}{f_2^2} \delta I_{1AB}^{jk} + \lambda_2 N_{2AB}^{jk} + \epsilon_{L_2} \right) \\ &= - \left(1 - \frac{f_1^2}{f_2^2} \right) \delta I_{1AB}^{jk} + \left(\lambda_1 N_{1AB}^{jk} - \lambda_2 N_{2AB}^{jk} + \epsilon_{\Delta L} \right) \end{aligned} \quad (3.29)$$

W przypadku obserwacji kodowych kombinację „Geometry-free” P_4 uzyskuje się przez odjęcie równań kodowych (3.20):

$$\begin{aligned} P_4 &= P_{1AB}^{jk} - P_{2AB}^{jk} \\ &= \left(\rho_{AB}^{jk} + \delta I_{1AB}^{jk} + \epsilon_{L_1} \right) - \left(\rho_{AB}^{jk} + \frac{f_1^2}{f_2^2} \delta I_{1AB}^{jk} + \epsilon_{L_2} \right) \\ &= \left(1 - \frac{f_1^2}{f_2^2} \right) \delta I_{1AB}^{jk} + \epsilon_{\Delta P} \end{aligned} \quad (3.30)$$

Kombinacja ta pozwala na tworzenie modeli jonosfery, warunkiem jest jednak wyznaczenie i naprawienie nieciągłości fazy „cycle slips” i pozostałych parametrów wektora GPS, tzn. współrzędnych, nieoznaczoności i opóźnienia troposferycznego (Schaer, 1999; Figurski, 2001; Bosy et al., 2003).

3.3.3. Kombinacja liniowa „Wide-Lane”

Kombinacją liniową „Wide-Lane” L_5 dla obserwacji fazowych i P_5 dla kodowych nazywana jest kombinacja szerokiego pasma o długości fali:

$$\lambda_5 = \frac{c}{f_1 - f_2} \approx 86 \text{ cm} \quad (3.31)$$

Współczynniki $\alpha_{5,1}$ i $\alpha_{5,2}$ przyjmują wtedy wartości:

$$\alpha_{5,1} = \frac{f_1}{f_1 - f_2} \quad \alpha_{5,2} = -\frac{f_2}{f_1 - f_2} \quad (3.32)$$

Po uwzględnieniu współczynników $\alpha_{5,1}$ i $\alpha_{5,2}$ podanych wzorem (3.32) równanie kombinacji liniowej „Wide-Lane” L_5 dla fazy przyjmuje następującą postać (Leick, 1995; Mervart, 1995; Rothacher, 1999; Hofmann-Wellenhof et al., 2001):

$$\begin{aligned} L_5 &= \frac{f_1}{f_1 - f_2} \left(\rho_{AB}^{jk} - \delta I_{1AB}^{jk} + \lambda_5 N_{1AB}^{jk} + \epsilon_{L_1} \right) \\ &- \frac{f_2}{f_1 - f_2} \left(\rho_{AB}^{jk} - \frac{f_1^2}{f_2^2} \delta I_{1AB}^{jk} + \lambda_5 N_{2AB}^{jk} + \epsilon_{L_2} \right) \\ &= \rho_{AB}^{jk} + \frac{f_1}{f_2} \delta I_{1AB}^{jk} + \lambda_5 \left(N_{1AB}^{jk} - N_{2AB}^{jk} + \epsilon_{\Delta L} \right) \end{aligned} \quad (3.33)$$

W przypadku obserwacji kodowych równanie kombinacji liniowej „Wide-Lane” P_5 przyjmuje postać:

$$\begin{aligned} P_5 &= \frac{f_1}{f_1 - f_2} \left(\rho_{AB}^{jk} + \delta I_{1AB}^{jk} + \epsilon_{L_1} \right) \\ &- \frac{f_2}{f_1 - f_2} \left(\rho_{AB}^{jk} + \frac{f_1^2}{f_2^2} \delta I_{1AB}^{jk} + \epsilon_{L_2} \right) \\ &= \rho_{AB}^{jk} + \frac{f_1}{f_2} \delta I_{1AB}^{jk} + \epsilon_{\Delta P} \end{aligned} \quad (3.34)$$

Kombinacja liniowa szerokiego pasma „Wide-Lane” L_5 dla obserwacji fazowych jest mniej czuła na wpływ jonosfery aniżeli obserwacje fazowe L_1 i L_2 (Mervart, 1995; Schaer, 1999). Wprowadzenie *a priori* modelu jonosfery na etapie rozwiązywania nieoznaczoności z wykorzystaniem kombinacji liniowej L_5 znacznie podnosi efektywność rozwiązań. Szczególnie jest to widoczne w przypadku opracowania obserwacji wykonywanych różnorodnym sprzętem (antenami) (Bosy et al., 2003; Bosy and Figurski, 2003).

3.3.4. Kombinacja liniowa „Melbourne-Wübbena”

Kombinacja liniowa „Melbourne-Wübbena” L_6 , opisana szczegółowo w pracach (Melbourne, 1985; Wübbena, 1985), jest kombinacją zarówno obserwacji fazowych, jak i kodowych i powstaje z odjęcia kombinacji P_5 (3.34) od kombinacji L_5 (3.34); wyraża się ona wzorem (Mervart, 1995; Rothacher, 1999):

$$\begin{aligned} L_6 &= L_5 - P_5 \\ &= \left(\rho_{AB}^{jk} + \frac{f_1}{f_2} \delta I_{1AB}^{jk} + \lambda_5 \left(N_{1AB}^{jk} - N_{2AB}^{jk} + \epsilon_{\Delta L} \right) \right) \\ &- \left(\rho_{AB}^{jk} + \frac{f_1}{f_2} \delta I_{1AB}^{jk} + \epsilon_{\Delta P} \right) \\ &= \lambda_5 \left(N_{1AB}^{jk} - N_{2AB}^{jk} + (+\epsilon_{\Delta L} - \epsilon_{\Delta P}) \right) \end{aligned} \quad (3.35)$$

Kombinacja ta może być stosowana do wyznaczenia nieoznaczoności szerokiego pasma „Wide-Lane” $N_{L_5 AB}^{jk} = (N_{1 AB}^{jk} - N_{2 AB}^{jk})$ alternatywnie do kombinacji liniowej L_5 . Jest ona wolna od wpływu błędów spowodowanych: jonosferą, odległością geometryczną do satelity (geometrią), troposferą oraz zegarami. Wymaga jednak dobrych jakościowo obserwacji kodowych P_1 i P_2 ($RMS \leq 1m$) i jest czuła na wpływ błędu związanego z wielotorowością (Mervart, 1995; Leick, 1995; Rothacher, 1999; Figurski, 2001; Hugentobler et al., 2001).

W tabeli 3.1 przedstawiono wybrane kombinacje liniowe (3.22) oraz ich charakterystyki dokładnościowe (Schaer, 1999).

Tabela 3.1. Kombinacje liniowe oraz ich charakterystyki dokładnościowe
Table 3.1. Linear combinations and their error characteristic

LC	λ [m]	$\alpha_{m,1}$ [m/m]	$\alpha_{m,2}$ [m/m]	Błąd geometryczny Geometric error		Błąd jonosferyczny Ionospheric error		Szum Noise	
				[m]	[cykle]	[m]	[cykle]	[m]	[cykle]
L_1	0.190	+1.000	0.000	1.000	1.000	+1.000	+1.000	1.000	1.000
L_2	0.244	0.000	+1.000	1.000	0.779	+1.674	+1.283	1.000	0.779
L_3	0.107	+2.546	-1.546	1.000	1.779	0.000	0.000	2.978	5.299
L_4	0.054	+1.000	-1.000	0.000	0.000	-0.647	-2.283	1.414	4.991
L_5	0.862	+4.529	-3.529	1.000	0.221	-1.283	-0.283	5.742	1.268

W opracowaniu obserwacji satelitarnych GPS w precyzyjnych sieciach lokalnych używane są różne kombinacje liniowe, zależnie od etapu opracowania. Kombinacja liniowa „Ionosphere-free” $-L_3$ jest wykorzystywana na etapie „czyszczenia” obserwacji fazowych, a także na etapie estymacji parametrów i formowania równań normalnych dla poszczególnych epok (sesji) pomiarowych. Kombinację liniową „Wide-Lane” L_5 (3.34) wykorzystuje się na etapie wyznaczania nieoznaczoności, jest ona szczególnie zalecana w przypadku korzystania z obserwacji pochodzących z różnego typu zestawów satelitarnych (Bosy et al., 2003; Bosy and Figurski, 2003). W przypadku opracowań mikrosieci, gdy wykonywane są obliczenia dla jednej fazy L_1 , wskazane jest stosowanie modelu jonosfery wyznaczonego z sieci regionalnej z kombinacji liniowej „Geometry-free” L_4 (3.30) (Schaer, 1999; Hugentobler et al., 2001; Figurski et al., 2003; Hugentobler et al., 2004).

3.4. Estymacja parametrów wektora GPS i rozwiązanie nieoznaczoności

Zasadniczo wszystkie procedury (modele) opracowania obserwacji GPS bazujące na równaniach (3.17) można wyrazić za pomocą równania liniowego obserwacji (Teunissen, 1995 b; Leick, 1995; Strang and Borre, 1997; Teunissen and Kleusberg, 1998; Hofmann-Wellenhof et al., 2001; Joosten and Tiberius, 2002):

$$y = AN + Bb + \epsilon \quad (3.36)$$

gdzie:

y – wektor obserwacji GPS,

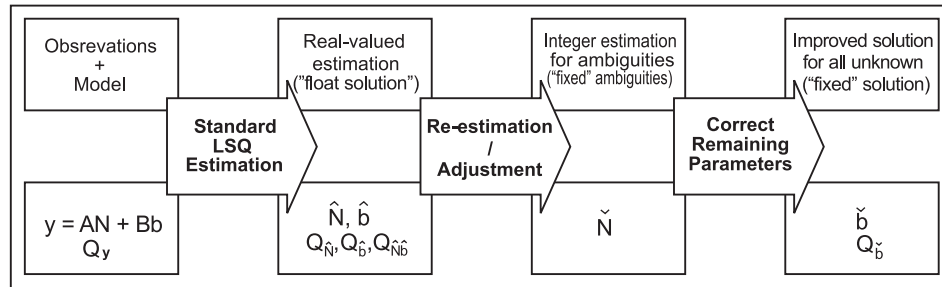
N – wektor niewiadomych całkowitych wartości nieoznaczoności,

b – wektor niewiadomych współrzędnych wektora GPS oraz pozostałych parametrów (np. opóźnienia troposferycznego i jonosferycznego),

A i B – macierze współczynników zlinearyzowanych równań obserwacyjnych, odpowiednio dla wektorów N i b ,

ϵ – wektor szumu.

Schemat ogólny rozwiązania układu równań (3.36), mający na celu wyznaczenie nieoznaczoności oraz pozostałych parametrów wektora GPS, przedstawia schemat (Joosten and Tiberius, 2002):



Rys. 3.4. Procedura rozwiązania nieoznaczoności i estymacji parametrów wektora GPS (Joosten and Tiberius, 2002)

Fig. 3.4. Procedure of ambiguity resolution and parameters estimation of GPS vector (Joosten and Tiberius, 2002)

Metodą najmniejszych kwadratów (MNK):

$$\min_{N,b} (AN + Bb + \epsilon)^T Q_y^{-1} (AN + Bb + \epsilon), \quad \text{gdzie } b \in R^p \quad N \in Z^n \quad (3.37)$$

R^p zbiór liczb rzeczywistych, Z^n zbiór liczb całkowitych, wyznaczone są wektory: nieoznaczoności \hat{N} (rzeczywiste wartości) oraz parametrów \hat{b} wraz z macierzą wariancyjno-kowariancyjną Q (rys. 3.4):

$$\begin{bmatrix} \hat{N} \\ \hat{b} \end{bmatrix}, \begin{bmatrix} Q_{\hat{N}} & Q_{\hat{N},\hat{b}} \\ Q_{\hat{b},\hat{N}} & Q_{\hat{b}} \end{bmatrix} \quad (3.38)$$

Wyznaczenie nieoznaczoności jako wartości rzeczywistych (3.38) nazywane jest w literaturze rozwiązaniem typu „float solution”.

W kolejnym kroku estymowane są wartości nieoznaczoności \check{N} (liczby całkowite) jako funkcje nieoznaczoności $F(\hat{N})$ wyznaczonych metodą *MNK* (3.38), w wyniku otrzymujemy rozwiązanie zwane „fixed ambiguities” (rys. 3.4):

$$\check{N} = F(\hat{N}) \quad (3.39)$$

Ostatni krok to wyznaczenie wektora parametrów \check{b} przy rozwiązanych nieoznaczonościach \check{N} (3.39) oraz macierzy wariancyjno-kowariancyjnej $Q_{\check{b}}$. Jest to rozwiązanie końcowe „fixed solution” (rys. 3.4):

$$\check{b} = \hat{b} - Q_{\hat{b},\hat{N}}Q_{\hat{N}}^{-1}(\hat{N} - \check{N}) \quad Q_{\check{b}} = Q_{\hat{b}} - Q_{\hat{b},\hat{N}}Q_{\hat{N}}^{-1}Q_{\hat{N}\hat{b}} \quad (3.40)$$

Wyniki rozwiązania wektora GPS (3.40) stanowią dane wejściowe (obserwacje) do wyrównania sieci i wyznaczenia współrzędnych punktów oraz ich charakterystyk dokładnościowych.

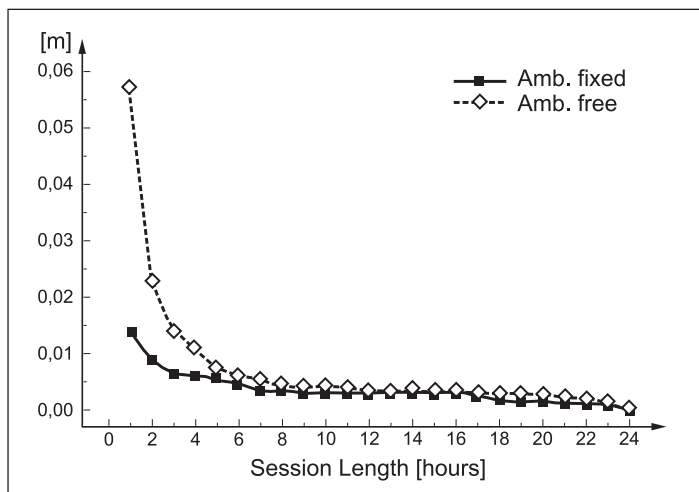
3.4.1. Strategie rozwiązywania nieoznaczoności

Nieoznaczoność pomiaru fazy a jest arbitralną (jak sugeruje nazwa) liczbą całkowitą i może być interpretowana jako różnica początkowej fazy i odległości. Jest to wielkość różna dla każdego obserwowanego satelity. Nieoznaczoność N zachowuje stałą wartość podczas pomiarów, jeżeli nie nastąpi zaburzenie procesu śledzenia sygnału satelitarnego (Leick, 1995; Mervart, 1995; Teunisen and Kleusberg, 1998; Hofmann-Wellenhof et al., 2001; Hugentobler et al., 2001; Bosy and Figurski, 2003). Wystąpienie takiego zaburzenia powoduje powstanie nieciągłości fazy (ang. cycle slip), czyli chwilowego przerwania ciągłości śledzenia sygnału, co z kolei powoduje skok („poślizg”) zakumulowanej, całkowitej liczby cykli o pewną wartość całkowitą, tak że w kolejnej epoce zachodzi relacja:

$$N_k^i(t_{i+1}) \neq N_k^i(t_i) \quad (3.41)$$

Wpływ rozwiązania nieoznaczoności na wyznaczone współrzędne na podstawie pracy (Mervart, 1995) przedstawiono na rysunku 3.5.

Przyczyny występowania nieciągłości fazy są różne i mogą mieć charakter stały bądź okresowy. Szczegóły dotyczące przyczyn wystąpienia nieciągłości fazy możemy znaleźć w wielu pracach (Leick, 1995; Mervart, 1995; Hofmann-Wellenhof



Rys. 3.5. Błąd RMS z 7-parametrowej transformacji Helmerta względem „prawdziwych” współrzędnych (Mervart, 1995)

Fig. 3.5. RMS of a 7-parametr Helmert transformation with respect to the „true” coordinate set (Mervart, 1995)

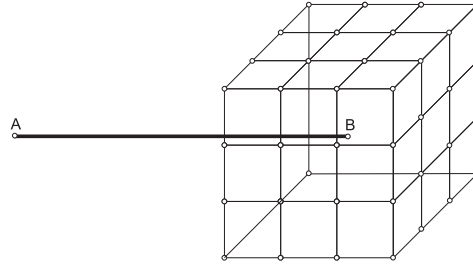
et al., 2001; Bosy and Figurski, 2003). Konieczne jest zatem wstępne opracowanie obserwacji fazowych celem wykrycia interwałów czasu między kolejnymi epokami, w których mogła wystąpić nieciągłość fazy oraz „naprawienie” obserwacji, poprzez oszacowanie całkowitego skoku nieoznaczoności. W przypadku niepowodzenia zostaje wygenerowana dodatkowa nieoznaczoność fazy (Mervart, 1995; Rothacher, 1991; Hugentobler et al., 2001; Bosy and Figurski, 2003; Hugentobler et al., 2004). Jak wynika z rysunku 3.5, rozwiązanie nieoznaczoności ma szczególne znaczenie w przypadku sesji kilkugodzinnych, gdzie wzrost dokładności wyznaczanych współrzędnych punktów jest wyraźny (Beutler et al., 1994; Mervart, 1995).

W literaturze stosowane są różne podziały metod rozwiązania nieoznaczoności (Wübbena, 1985; Mervart, 1995; Leick, 1995; Teunisen and Kleusberg, 1998; Hofmann-Wellenhof et al., 2001). Jednym z nich jest podział podany w pracach (Seeber, 2003; Xu, 2003), gdzie metody te dzielą się na cztery następujące grupy:

- metody geometryczne (poszukiwanie nieoznaczoności w dziedzinie współrzędnych),
- kombinacje kodu i fazy (poszukiwanie nieoznaczoności w dziedzinie obserwacji),
- metody poszukiwawcze nieoznaczoności (poszukiwanie nieoznaczoności w dziedzinie nieoznaczoności),
- metody kombinowane.

3.4.1.1. Poszukiwanie nieoznaczoności w dziedzinie współrzędnych

Realizacją metody geometrycznej jest metoda funkcji nieoznaczoności (ang. Ambiguity Function Method – *AFM*), która została zaproponowana w pracy (Counselman and Gourevitch, 1981), a następnie szczegółowa opisana w pracy (Remondi, 1984). Idea tej metody jest następująca: jako obserwacje traktowane są pojedyncze różnice obserwacji fazowych (3.11) między dwoma punktami (odbiornikami) A i B , przy czym współrzędne punktu A są przyjęte jako znane. Nieznanymi parametrami są więc współrzędne drugiego punktu B i błędy zegarów odbiorników. W pierwszej kolejności, poprzez wyrównanie metodą *MNK* obserwacji fazowych w postaci potrójnych różnic (3.15), uzyskuje się wektor parametrów \hat{b} z macierzą wariancyjno-kowariancyjną $Q_{\hat{b}}$ (3.38). Otrzymuje się w ten sposób pierwsze przybliżenie współrzędnych punktu B i ich odchylenia standardowe σ . Przybliżone współrzędne umieszczane są w centrum sześcianu o boku $8\sigma \times 8\sigma \times 8\sigma$ ($\pm 4\sigma$ w każdym kierunku i dla każdej współrzędnej), a następnie otrzymany sześcian dzielony jest na regularne mniejsze sześciany (rys. 3.6).



Rys. 3.6. Technika poszukiwania nieoznaczoności w dziedzinie współrzędnych
Fig. 3.6. Ambiguity search technique in coordinates domain

Centralnym punktem każdego sześcianu (rys. 3.6) jest wynik rozwiązania potrójnych różnic (3.15). Każdy z tych punktów jest kandydatem do poprawnego rozwiązania nieoznaczoności.

Równania pojedynczych różnic, odpowiednio dla każdego punktu sześcianu, można zapisać (stosując operator pojedynczych różnic do równania obserwacji fazowej (3.8) z uwzględnieniem (3.9)) w następującej postaci (Mervart, 1995; Hofmann-Wellenhof et al., 2001):

$$\frac{2\pi}{\lambda}(\Delta L_{AB}^j - \Delta \rho_{AB}^j) = 2\pi N_{AB}^j - 2\pi f \Delta \delta t_{AB} \quad (3.42)$$

Cykliczność nieoznaczoności N_{AB}^j jest definiowana funkcją liczb zespolonych (Mervart, 1995; Hofmann-Wellenhof et al., 2001):

$$e^{i\left[\frac{2\pi}{\lambda}(\Delta L_{AB}^j - \Delta \rho_{AB}^j)\right]} = e^{i2\pi N_{AB}^j} \cdot e^{-i2\pi f \Delta \delta t_{AB}} \quad (3.43)$$

Ponieważ nieoznaczoność N_{AB}^j jest liczbą całkowitą, to:

$$e^{i2\pi N_{AB}^j} = \cos(2\pi N_{AB}^j) + i \sin(2\pi N_{AB}^j) = 1 + i \cdot 0 \quad (3.44)$$

Dlatego równanie (3.43) przyjmuje uproszczoną postać:

$$e^{i[\frac{2\pi}{\lambda}(\Delta L_{AB}^j - \Delta \rho_{AB}^j)]} = e^{-i2\pi f \Delta \delta t_{AB}} \quad (3.45)$$

Następnie tworzona jest suma dla wszystkich satelitów n_s obserwowanych w jednej epoce:

$$\sum_{s=0}^{n_s} e^{i[\frac{2\pi}{\lambda}(\Delta L_{AB}^j - \Delta \rho_{AB}^j)]} = n_s e^{-i2\pi f \Delta \delta t_{AB}} \quad (3.46)$$

Lewa strona równania (3.46) stanowi sumę wektorów jednostkowych w płaszczyźnie zespolonej (Hofmann-Wellenhof et al., 2001). Wartość bezwzględna tej sumy jest mniejsza niż wartość bezwzględna prawej strony równania (3.46), czyli n_s . W związku z tym dla każdej epoki t_i można zapisać zależność:

$$A(t_i) = \left\| \sum_{s=0}^{n_s} e^{i[\frac{2\pi}{\lambda}(\Delta L_{AB}^j - \Delta \rho_{AB}^j)]} \right\| \leq n_s \quad (3.47)$$

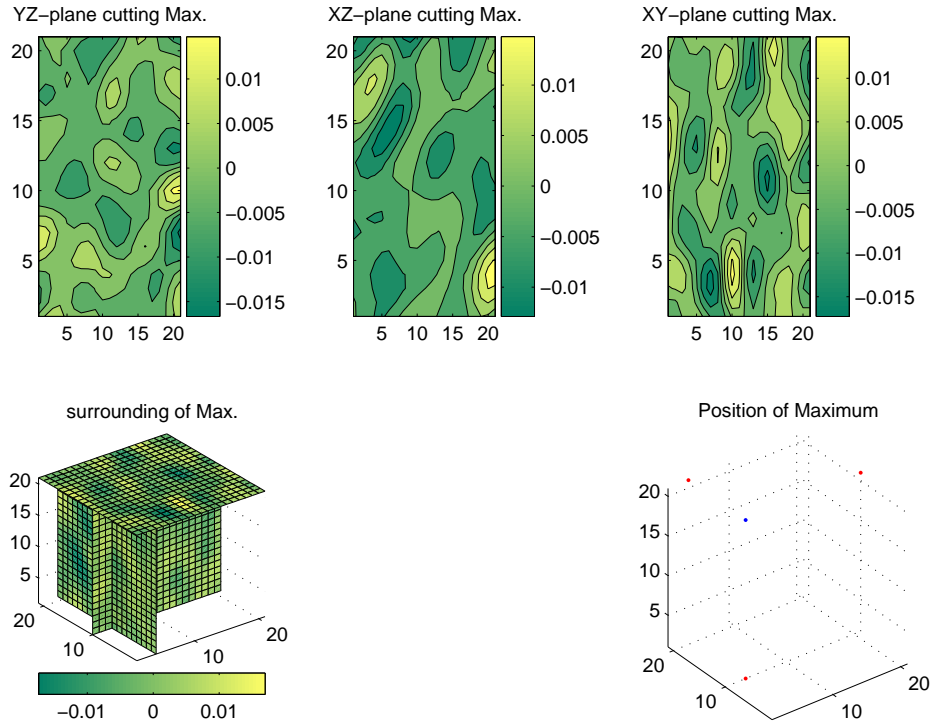
Nierówność (3.47) staje się równością tylko wtedy, gdy pojedyncze różnice $\Delta L_{AB}^j - \Delta \rho_{AB}^j$ są takie same dla wszystkich satelitów j , co jest możliwe tylko w przypadku dobrze wyznaczonych współrzędnych punktów A i B oraz braku błędów systematycznych i przypadkowych. Wtedy można stworzyć sumę wartości bezwzględnych sum (3.47) dla wszystkich epok n_t , nazwaną w pracy (Remondi, 1984) funkcją nieoznaczoności AFM :

$$AFM(t_i) = \sum_{t_i=1}^{t_{n_t}} \left\| \sum_{s=0}^{n_s} e^{i[\frac{2\pi}{\lambda}(\Delta L_{AB}^j - \Delta \rho_{AB}^j)]} \right\| = n_t n_s \quad (3.48)$$

Następnie podstawiany jest kolejno każdy punkt sześcianu (podstawiony punkt jest traktowany jako znany „fixed”) do równania (3.48) i wyznaczana jest dla niego wartość funkcji AFM . Ponieważ funkcja AFM (3.48) jest ograniczona z góry (3.47), Remondi (Remondi, 1984) zaproponował, aby wynikiem rozwiązania nieoznaczoności był ten punkt sześcianu (rys. 3.6), dla którego osiąga ona maksimum.

Na rysunku 3.7 przedstawiono ilustrację graficzną metody AFM (wyznaczenie maximum funkcji AFM), na przykładzie wektora między dwoma punktami: $SZRE - RADO$ z lokalnej sieci geodynamicznej GPS $KARKONOSZE$ (Kontny et al., 2002), wykonaną z wykorzystaniem pakietu **GPSLab** (Zebhauser, 1999, 2001) działającego w ramach programu **MATLAB**[®].

Wśród zalet metody poszukiwania nieoznaczoności w dziedzinie współrzędnych należy wymienić: łatwość modelowania, wymaganą niewielką ilość satelitów, niezależną od długości wektora. Natomiast do wad metody należą: długi czas obserwacji, brak możliwości redukcji wpływów propagacyjnych, orbit, czułość na niewykryte przeskokki fazy (Seeber, 2003).



Rys. 3.7. Przykład rozwiązania nieoznaczoności metodą *AFM* (wyznaczenie maximum *AFM*): aplikacja *GPSLab* (Zebhauser, 1999, 2001) w środowisku programu *MATLAB*[®]

Fig. 3.7. The example of ambiguity resolution with *AFM* (maximum *AFM* determination) using *GPSLab* (Zebhauser, 1999, 2001) of *MATLAB*[®] toolkit

3.4.1.2. Poszukiwanie nieoznaczoności w dziedzinie obserwacji

Metoda wykorzystuje pomiary kodowe (*P-code*) w postaci równań pseudoodległości oraz odpowiadające im równania obserwacji fazowych (3.10) do rozwiązania nieoznaczoności „Wide-Lane” $N_{L_5AB}^{jk}$ (Leick, 1995; Kim and Langley, 2000; Hofmann-Wellenhof et al., 2001; Seeber, 2003):

$$N_{L_5AB}^{jk} = \left(N_{1AB}^{jk} - N_{2AB}^{jk} \right) \quad (3.49)$$

Tworzone są różnice kombinacji liniowej „Melbourne-Wübbena” (3.36) dla każdej częstotliwości, a następnie zgodnie z procedurą przedstawioną w pracach (Melbourne, 1985; Wübbena, 1985; Leick, 1995; Hofmann-Wellenhof et al., 2001) wyznaczone są nieoznaczoności (3.49):

$$N_{L_5 AB}^{jk} = L_5 - \frac{f_1 - f_2}{f_1 + f_2} (P_1 + P_2) \quad (3.50)$$

W drugim etapie rozwiązywane nieoznaczoności $N_{L_5 AB}^{jk}$ pozwalają na wyznaczenie nieoznaczoności dla jednej częstotliwości. Przy założeniu $f_w = f_1 - f_2$ zgodnie z procedurą przedstawioną w pracy (Hofmann-Wellenhof et al., 2001) otrzymuje się:

$$N_{L_1 AB}^{jk} = \frac{f_1}{f_w} L_1 - \frac{f_2}{f_w} (L_2 - N_{L_5 AB}^{jk}) - \left(\frac{\rho_r^s}{c} + \epsilon_{L_1} \right) (f_1 + f_2) \quad (3.51)$$

W przypadku jeżeli analizuje się obserwacje z włączonym systemem zakłóceń aktywnych AS, kod (*P-code*) nie jest obserwowany lub jest wyznaczany matematycznie z dużym szumem. Wówczas wyznaczenie nieoznaczoności fazy z wykorzystaniem kombinacji (3.36) staje się praktycznie niemożliwe. Alternatywną metodą pozwalającą na rozwiązanie tego problemu może być metoda *QIF* (ang. Quasi Iono-Free), przedstawiona w pracy (Mervart, 1995), która bazując na szacowaniu krótkookresowych parametrów jonosfery pozwala określić nieoznaczoność fazy (także dla względnie długich wektorów) wprost z pomiaru fazy na częstotliwościach L_1 i L_2 . Metoda ta, w odróżnieniu od omówionej klasycznej metody dwustopniowej, wymaga tylko jednej operacji, w której obserwacje fazy na dwóch częstotliwościach są opracowywane jednocześnie. Metoda ta bazuje na kombinacji liniowej „Ionosphere Free” (3.26), którą można wyrazić wzorem (Mervart, 1995):

$$L_3 = \rho_{AB}^{jk} + B_3 = \rho_{AB}^{jk} + \frac{c}{f_1^2 - f_2^2} (f_1 N_{1AB}^{jk} - f_2 N_{2AB}^{jk}) + \epsilon_{\Delta L} \quad (3.52)$$

W wyniku rozwiązania metodą *MNK* układu (3.36) podwójnych różnic (3.12), dla obu częstotliwości L_1 i L_2 wyznaczane są nieoznaczoności \hat{N}_{1AB}^{jk} i \hat{N}_{2AB}^{jk} (rzeczywiste wartości) oraz odpowiadający im błąd systematyczny \tilde{B}_3 (ang. inosphere-free bias):

$$\tilde{B}_3 = \frac{c}{f_1^2 - f_2^2} (f_1 \hat{N}_{1AB}^{jk} - f_2 \hat{N}_{2AB}^{jk}) \quad (3.53)$$

Wyrażając (3.53) w cyklach (jeden cykl odpowiada długości fali $\lambda_3 = c/(f_1 + f_2) \approx 11$ cm) otrzymuje się:

$$\tilde{b}_3 = \frac{f_1}{f_1 - f_2} \hat{N}_{1AB}^{jk} - \frac{f_2}{f_1 - f_2} \hat{N}_{2AB}^{jk} \quad (3.54)$$

Oznaczając przez:

$$\beta_1 = \frac{f_1}{f_1 - f_2} \quad \beta_2 = -\frac{f_2}{f_1 - f_2} \quad (3.55)$$

(3.54) przyjmuje postać:

$$\tilde{b}_3 = \beta_1 \hat{N}_{1AB}^{jk} + \beta_2 \hat{N}_{2AB}^{jk} \quad (3.56)$$

Dla wyznaczonych całkowitych wartości nieoznaczoności „ambiguity fixed” (3.39) można analogicznie do (3.56) zapisać:

$$b_3 = \beta_1 \check{N}_{1AB}^{jk} + \beta_2 \check{N}_{2AB}^{jk} \quad (3.57)$$

Kryterium metody *QIF* dotyczy różnicy pomiędzy estymowaną wielkością \tilde{b}_3 , a wartością "prawdziwą" b_3 :

$$\Delta b_3 = \left| \tilde{b}_3 - b_3 \right| \quad (3.58)$$

Wartość Δb_3 powinna dążyć do zera i normalnie jest określona z dokładnością kilku milimetrów, jednak w celu przyspieszenia procesu wyznaczania nieoznaczoności określa się warunek:

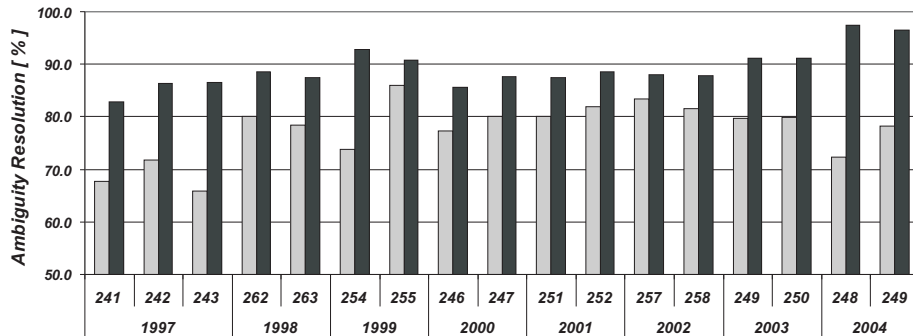
$$\Delta b_3 \leq \Delta b_{3max} \quad (3.59)$$

dla którego rozwiązanie jest akceptowane. Wartość b_{3max} ustala użytkownik metody. Testowane są wszystkie pary podwójnych różnic (3.12), jednak bez założeń co do jonosfery otrzymuje się nieskończenie wiele par nieoznaczoności, które spełniają warunek (3.59). Jednoznaczne wyznaczenie nieoznaczoności będzie możliwe po wprowadzeniu różnicowej refrakcji jonosferycznej, dzięki której zostanie zmniejszona przestrzeń poszukiwania i ustalony rzeczywisty obszar wystąpienia wartości całkowitych nieoznaczoności (Mervart, 1995; Figurski and Sołoducha, 1997; Figurski and Bosy, 2003). Rozwiązywanie jest iteracyjne para po parze, a aktualna macierz równań normalnych jest po rozwiązaniu każdej pary poddawana inwersji, przez co zwiększa się prawdopodobieństwo rozwiązania pozostałych nieoznaczoności. Procedura iteracyjna zakończy się, jeśli wszystkie nieoznaczoności zostaną wyznaczone lub w ostatnim kroku żadna para nie będzie spełniała założonych kryteriów dokładności (3.59) (Mervart, 1995; Figurski and Sołoducha, 1997; Figurski and Bosy, 2003).

Dla sieci lokalnych o średnich długościach linii bazowych od 10 do 250 km w pracach (Bosy et al., 2003; Bosy and Figurski, 2003) zostały wybrane i przetestowane dwie strategie wyznaczania nieoznaczoności, bazujące na przedstawionych powyżej metodach poszukiwania nieoznaczoności w dziedzinie obserwacji. Pierwsza strategia (*Strategia 1*) bazuje na metodzie *QIF* (Mervart, 1995). Druga (*Strategia 2*) bazuje na metodzie „Wide-Lane” (3.34) i „Narrow-Lane” (Leick, 1995) rozwiązania nieoznaczoności.

W *Strategii 1* przyjęto następującą procedurę obliczeniową: w pierwszej iteracji wyznaczone są przybliżone współrzędne stacji „float solution” (3.38). Druga iteracja to rozwiązanie nieoznaczoności dla częstotliwości L_1 i L_2 metodą *QIF*.

Dla *Strategii 2* został przyjęty następujący proces opracowania wektorów: w pierwszej iteracji wyznaczone są przybliżone współrzędne stacji „float solution” (3.38). Następnie rozwiązywane są nieoznaczoności „Wide-Lane” (3.50) z wykorzystaniem modelu jonosfery *a priori*. W kroku trzecim dla kombinacji liniowej „Ionosphere-free” (3.26) z wprowadzonymi rozwiązaniem nieoznaczonościami z metody „Wide-Lane” (3.50) rozwiązywane są nieoznaczoności „Narrow-Lane”.



Rys. 3.8. Porównanie wyników rozwiązania nieoznaczoności dla sieci *SUDETY* dla dwóch strategii (*Strategia 1* – szary i *Strategia 2* – czarny)

Fig. 3.8. Comparison of ambiguity solution results of the *SUDETEN* network for two strategies (*Strategy 1* – grey and *Strategy 2* – black)

Na rysunku 3.8 przedstawiono porównanie wyników rozwiązania nieoznaczoności z wykorzystaniem powyższych strategii dla sieci *SUDETY* (Schenk et al., 2002).

W przypadku *Strategii 1* rozwiązane nieoznaczoności mieszczą się w przedziale 67% ÷ 86%, natomiast dla *Strategii 2* osiągnięto znacznie wyższy poziom wyznaczonych nieoznaczoności 83% ÷ 92% (rys. 3.8).

Metoda poszukiwania nieoznaczoności w dziedzinie obserwacji jest niezależna od odległości geometrycznej do satelity, może być wykorzystywana w pomiarach kinematycznych i przy długich wektorach. Wymaga jednak obserwacji z odborników wyposażonych w *P-code*, jest czuła na efekt wielotorowości (Leick, 1995; Hofmann-Wellenhof et al., 2001; Seeber, 2003).

3.4.1.3. Poszukiwanie nieoznaczoności w dziedzinie nieoznaczoności

Metody poszukiwania nieoznaczoności w dziedzinie nieoznaczoności bazują na teorii metody najmniejszych kwadratów w zbiorze liczb całkowitych (ang. Integer least-squares) (Teunissen, 1993, 1995 b). Estymacja parametrów (w tym nieoznaczoności) w tej metodzie jest realizacją wszystkich trzech kroków (3.38), (3.39) i (3.40), zgodnie ze schematem przedstawionym na rysunku 3.4.

Różnice w realizacji tej metody wynikają z zastosowania różnych technik estymacji nieoznaczoności jako wartości całkowitych „fixed ambiguities” (3.39). Techniki te korzystają bezpośrednio z wyników rozwiązania „float solution” (3.38), tzn. wektora nieoznaczoności \hat{N} jako wartości rzeczywistych z macierzą wariancyjno-kowariancyjną $Q_{\hat{N}}$.

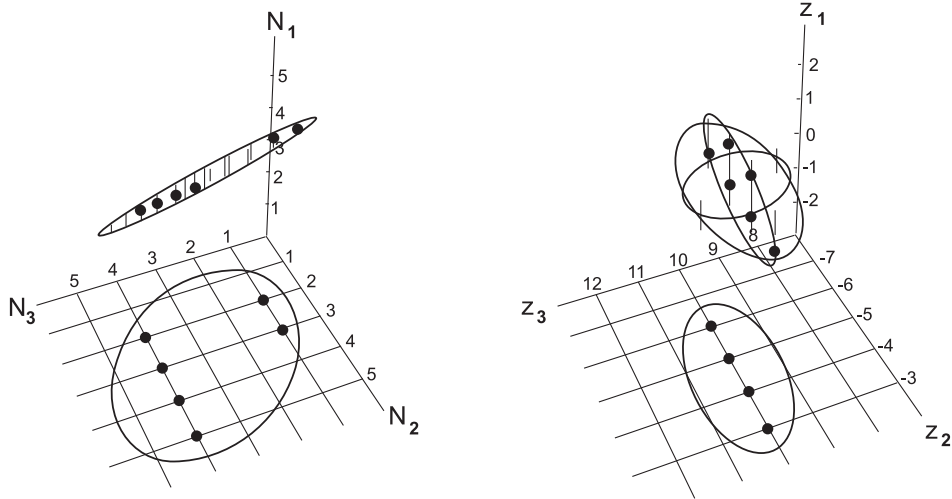
Wśród tych technik za pracą (Kim and Langley, 2000) można wymienić: Least-Squares Ambiguity Search Technique *LAST* (Hatch, 1990), Fast Ambiguity Resolution Approach *FARA* (Frei and Beutler, 1990), metodę zmodyfikowanego rozkładu Choleskiego (Euler and Landau, 1992), Least-Squares AMBiguity Decorrrelation Adjustment *LAMBDA* (Teunissen, 1995 b; Joosten and Tiberius, 2002), Fast Ambiguity Search Filter *FASF* (Chen and Lachapelle, 1995) i Optimal Method for Estimating GPS Ambiguities *OMEGA* (Kim and Langley, 1999)

Zasadę poszukiwania w dziedzinie nieoznaczoności omówiono na przykładzie metody *LAMBDA* (Teunissen, 1995 b; Joosten and Tiberius, 2002). W przypadku tej metody rozwiązanie nieoznaczoności „fixed solution” (3.39) następuje dla warunku (Teunissen, 1993):

$$\min_N (\hat{N} - N)^T Q_{\hat{N}}^{-1} (\hat{N} - N), \quad \text{gdzie } N \in Z^n \quad (3.60)$$

Z^n zbiór liczb całkowitych. Natomiast przestrzeń przeszukiwań (rys. 3.9) jest zdefiniowana zależnością:

$$(\hat{N} - N)^T Q_{\hat{N}}^{-1} (\hat{N} - N) \leq \chi^2 \quad (3.61)$$



Rys. 3.9. Elipsoida 3-D i jej rzut pionowy na płaszczyznę 2-3 dla oryginalnych (lewy) oraz transformowanych (prawy) nieoznaczoności (de Jonge and Tiberius, 1996)

Fig. 3.9. The ellipsoid in 3-D and its perpendicular projection onto the 2-3 plane for the original problem (left) and for the transformed problem (right) (de Jonge and Tiberius, 1996)

Wyznaczenie nieoznaczoności „fixed ambiguities” (3.39) realizowane jest metodą *LAMBDA* w dwóch etapach:

1. Dekorelacja nieoznaczoności poprzez Z -transformację (Teunissen, 1995 a) oryginalnych nieoznaczoności N do nowych $z_N = Z^T N$,

2. Estymacja całkowitych wartości dla nowych nieoznaczoności.

Wyniki rozwiązania „float solution” (3.38) są transformowane poprzez Z -transformację:

$$\hat{z}_N = Z^T \hat{N} \quad Q_{z_N} = Z^T Q_{\hat{N}} Z \quad (3.62)$$

W związku z tym przestrzeń poszukiwań nieoznaczoności wynikająca z minimalizacji funkcji (3.60) dotyczy punktów znajdujących się wewnątrz n -wymiarowej elipsoidy (rys. 3.9) zdefiniowanej przez macierz wariancyjno-kowariancyjną nowych nieoznaczoności:

$$(\hat{z}_N - z_N)^T Q_{z_N}^{-1} (\hat{z}_N - z_N) \leq \chi^2 \quad (3.63)$$

Rozciągnięta początkowo elipsoidalna przestrzeń poszukiwań nieoznaczoności zostaje przetransformowana prawie do sferoidy (rys. 3.9). Ilość potencjalnych kandydatów rozwiązań (całkowitych) nieoznaczoności nie zostaje zmniejszona, wzrasta natomiast znacznie efektywność (szybkość) rozwiązania. Następuje więc przeniesienie procedury estymacji nieoznaczoności z n -wymiarowej przestrzeni liczb rzeczywistych do n -wymiarowej przestrzeni liczb całkowitych. Wyznaczenie nieoznaczoności jest teraz prowadzone zgodnie z warunkami metody najmniejszych kwadratów w zbiorze liczb całkowitych (ang. Integer least-squares). Rozwiązanie jest szybsze w przypadku wcześniejszej dekorelacji nieoznaczoności poprzez Z -transformację.

Szczegóły dotyczące metody *LAMBDA* i jej wykorzystania przedstawiono między innymi w pracach (Teunissen, 1993; Tiberius and de Jonge, 1995; de Jonge and Tiberius, 1996; Joosten and Tiberius, 2002).

W metodzie poszukiwania nieoznaczoności w dziedzinie nieoznaczoności – wyznaczenie nieoznaczoności jest szybkie, co pozwala na jej stosowanie w technikach szybkich statycznych oraz kinematycznych. Jest ona jednak czuła na błędy systematyczne i wymaga dostępności do dużej liczby satelitów (Seeber, 2003).

4. Źródła błędów w pomiarach GPS

W literaturze można spotkać szereg sposobów klasyfikacji błędów wpływających na dokładność wyznaczeń współrzędnych na podstawie obserwacji GPS (Leick, 1995; Rothacher and Mader, 1996; Hofmann-Wellenhof et al., 2001; Seiber, 2003; Xu, 2003). Stosowane są różne kryteria podziału, jednak zdaniem autora przedstawiony poniżej podział, którego kryterium stanowi zarówno źródło pochodzenia danego błędu, jak i wpływ na precyzyjne opracowanie obserwacji GPS w sieciach lokalnych w terenach górskich wydaje się najbardziej przejrzysty. Błędy wyznaczania pozycji w systemie GPS można zatem podzielić na następujące grupy:

1. Błędy pozycji satelitów,
2. Zakłócenia propagacyjne,
3. Błędy urządzeń nadawczych i odbiorczych,
4. Błędy pozycji stacji obserwacyjnej i stacji nawiazania,
5. Błędy parametrów ruchu obrotowego Ziemi,
6. Błędy opracowania obserwacji GPS,
7. Błędy wynikające z celowego ograniczenia precyzji.

Błędy pozycji satelitów spowodowane są takimi czynnikami, jak: pole grawitacyjne Ziemi, opór atmosfery, grawitacyjne oddziaływanie Słońca i Księżyca oraz innych ciał niebieskich, ciśnienie promieniowania słonecznego, pływy skorupy ziemskiej i pływy oceaniczne, oddziaływanie sil elektromagnetycznych, efekty relatywistyczne (Hofmann-Wellenhof et al., 2001). Proces opracowania danych GPS nie pozwala w sposób bezpośredni zredukować błędów pozycji satelitów, wykorzystywane są natomiast orbity precyzyjne w formacie SP3 (Remondi, 1989; Hilla, 2002).

Główne źródło błędów mające największy wpływ na wyniki opracowania obserwacji GPS mają błędy związane z propagacją sygnału w atmosferze: refrakcja jonosferyczna, refrakcja troposferyczna. Błąd wynikający z refrakcji jonosferycznej został omówiony w rozdziale 4.3.1. W precyzyjnych opracowaniach obserwacji satelitarnych GPS w sieciach lokalnych położonych w terenach górskich, zdaniem autora, decydujący wpływ na jakość wyników ma refrakcja troposferyczna. Została ona szczegółowo omówiona w rozdziale 4.3.2 niniejszej pracy.

Błędy urządzeń nadawczych i odbiorczych są spowodowane głównie niestabilnością wzorców częstotliwości satelity i odbiornika, szumami własnymi odbiornika, zmiennością centrum fazowego anten GPS (Phase Center Variations: PCV) zarówno nadawczej, jak i odbiorczej oraz interferencją fal wtórnych (wielotorowość). Niestabilność wzorców częstotliwości satelity i odbiornika jest całkowicie eliminowana w procesie opracowania obserwacji GPS (rozdział 3.2). Szumy własne odbiornika

spowodowane są błędnym działaniem urządzeń elektronicznych w nim zastosowanych i nie są możliwe do wyeliminowania. Błąd wielotorowości oraz jego wpływ na pomiary GPS prowadzone na punktach położonych w terenach górskich został omówiony w rozdziale 4.2. Wpływ zmienności centrum fazowego anteny odbiorczej oraz sposób jego redukcji w procesie opracowania obserwacji GPS został omówiony w rozdziale 4.1. Offsety centrów fazowych anten nadawczych względem fizycznego punktu anteny tzw. punktu referencyjnego (Antenna Reference Point: ARP) dla poszczególnych satelitów GPS są udostępniane przez administratora systemu.

Błędy parametrów ruchu obrotowego Ziemi są redukowane w procesie opracowania obserwacji GPS poprzez zastosowanie modeli udostępnianych przez Międzynarodową Służbę Ruchu Obrotowego Ziemi (International Earth Rotation and Reference Systems Service: *IERS*). Parametry ruchu obrotowego Ziemi stanowią dane wejściowe do systemu opracowania obserwacji GPS (rozdział 6; rys. 6.4), obecnie: *IERS Bulletin B: Monthly Earth Orientation Data*.

Błędy pozycji stacji obserwacyjnej i stacji nawiazania są wywołane takimi czynnikami, jak: pływy skorupy ziemskiej, pływy oceaniczne, pływy atmosferyczne, ruch płyt kontynentalnych oraz przyjęta realizacja ziemskiego układu odniesienia. W opracowaniach precyzyjnych wpływ tych zjawisk jest redukowany poprzez użycie ich modeli, które udostępniane są przez *IERS* (modele pływowe). W przypadku ruchu płyt kontynentalnych w opracowaniach obserwacji GPS wykorzystywane są dwa modele: *NNR-NUVEL-1A* (No-net-rotation Geophysical Plate Kinematic Model) (DeMets et al., 1994) i *APKIM2000.0* (Actual Plate Kinematic Model) (Drewes and Angermann, 2001). Przyjęcie konkretnej realizacji układu odniesienia w procesie opracowania obserwacji satelitarnych GPS w sieciach lokalnych nawiazanych do stacji permanentnych pozwala na wyznaczanie współrzędnych punktów sieci oraz parametrów kinematyki w tej realizacji. W przypadku opracowań realizowanych w niniejszej pracy przyjęto realizację ziemskiego układu odniesienia *ITRF2000* (Altamimi et al., 2002). Szczegółowe omówienie opracowania obserwacji GPS w sieci lokalnej w układzie *ITRF2000* przedstawiono w rozdziale 6.

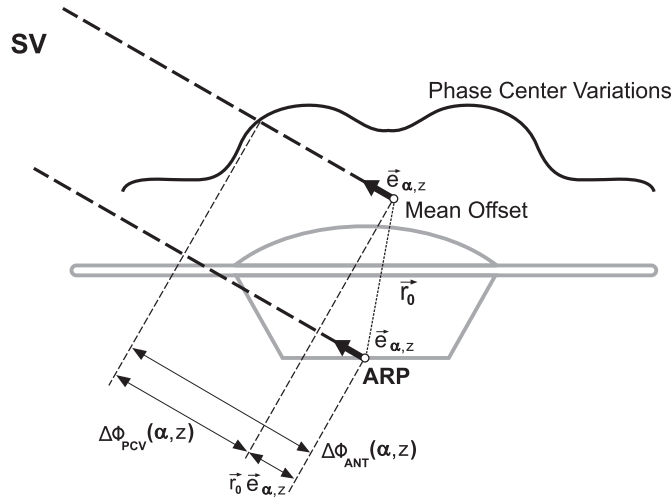
Błędy opracowania obserwacji GPS wynikają z przyjętej metodyki opracowania. W pracy w rozdziale 6 przedstawiono metodykę precyzyjnego opracowania obserwacji GPS w sieciach zlokalizowanych w terenach górskich.

Błędy wynikające z celowego ograniczenia precyzji: (SA – Selective Availability) nakładana przez właściciela systemu degradacja zegara satelity lub efemeryd satelitów w depezy satelitarnej. Drugi błąd to system zapobiegania próbom zakłócenia pracy systemu (AS – Anti-spoofing), polega na zastąpieniu kodu *P* zaszyfrowanym kodem *Y*, który jest dostępny tylko dla autoryzowanych użytkowników systemu.

W niniejszej pracy zostaną omówione szczegółowiej tylko błędy, które mimo że ilościowo nie są dominujące, to jednak zdaniem autora są maksymalnie redukowane poprzez zastosowanie odpowiedniej strategii opracowania oraz mają decydujący wpływ na jakość wyników precyzyjnych obliczeń w lokalnych sieciach położonych w terenach górskich.

4.1. Zmiany centrum fazowego anteny odbiornika

W przypadku pomiarów GPS wyznaczanie pozycji odnosi się do elektrycznego centrum fazowego anteny odbiorczej. W precyzyjnym pozycjonowaniu jest zatem niezmiernie ważne dokładne określenie położenia centrum fazowego. Szczególnie ma to znaczenie dla składowej wysokościowej i ma ścisły związek z troposferą oraz wysokością ε satelity (Seeber, 2003). Położenie centrum fazowego określa się względem fizycznego punktu anteny, tzw. punktu referencyjnego (Antenna Reference Point: *ARP*). Geometryczną interpretację wyznaczania położenia centrum fazowego anteny odbiorczej, zgodnie z (Wübbena et al., 2000), przedstawiono na rysunku 4.1.



Rys. 4.1. Interpretacja geometryczna zmian centrum fazowego anteny odbiorczej GPS (Wübbena et al., 2000)

Fig. 4.1. Geometric interpretation of phase center variations of GPS receiver antenna (Wübbena et al., 2000)

Zgodnie z rysunkiem 4.1 można zapisać równanie położenia centrum fazowego anteny $\Delta\Phi_{ANT}(\alpha, z)$ względem punktu *ARP*:

$$\Delta\Phi_{ANT}(\alpha, z) = \vec{r}_0 \cdot \vec{e}_{\alpha, z} + \Delta\Phi_{PCV}(\alpha, z) \quad (4.1)$$

gdzie:

\vec{r}_0 – offset główny względem punktu referencyjnego *ARP* [m],

$\vec{e}_{\alpha, z}$ – wektor jednostkowy kierunku do satelity *sv*,

$\Delta\Phi_{PCV}(\alpha, z)$ – zmiana położenia centrum fazowego zależna od azymutu α i odległości zenitalnej z (wysokości nad horyzontem $\varepsilon = 90 - z$) satelity [m].

Offset główny \vec{r}_0 wyznacza się przez podanie trzech składowych (północnej – N , wschodniej – E oraz pionowej – U); określa on położenie centrum fazowego anteny względem ARP jako stałe. Taka charakterystyka, wykorzystywana w programach komercyjnych, jest niewystarczająca w przypadku opracowań precyzyjnych. Dla takich opracowań konieczne jest wyznaczenie drugiego członu równania (4.1), czyli zmian położenia centrum fazowego anteny jako funkcji azymutu i odległości zenitalnej satelity $\Delta\Phi_{PCV}(\alpha, z)$ lub wysokości satelity nad horyzontem $\Delta\Phi_{PCV}(\alpha, \varepsilon)$.

4.1.1. Metody kalibracji

Stosowane są obecnie trzy sposoby wyznaczania zmian położenia centrum fazowego anteny odbiorczej jako funkcji azymutu i wysokości satelity nad horyzontem (Seeber, 2003).

Pierwszy z nich to kalibracja w specjalnych komorach pochłaniających fale elektromagnetyczne (Schupler et al., 1994). Ze względu na małą liczbę komór kalibracje anten tą metodą nie są powszechnie stosowane. W Europie komora pochłaniająca fale elektromagnetyczne o częstotliwości $> 0.5 MHz$ o wymiarach 41 x 16 x 14 m znajduje się w EMV-Testzentrum der Bundeswehr in Greding, gdzie wykonano kalibracje anten, a wyniki zaprezentowano w pracach (Campbell et al., 2004; Görres et al., 2004).

Drugim sposobem wyznaczania zmian położenia centrum fazowego anten odbiorników satelitarnych GPS/GLONASS są względne kalibracje polowe prowadzone przez IGS (Rothacher and Mader, 1996) oraz NGS (National Geodetic Survey) (Mader, 1999). Kalibracje te wykonuje się względem anteny referencyjnej Dorne/Margolin choke ring, typu T, oryginalnie zaprojektowanej przez JPL (Jet Propulsion Laboratory) i oznaczonej symbolem $JPL D/M+crT$, która jest produkowana przez firmę Allen Osborne Associates i nosi nazwę *Dorne Margolin Model T (AOAD/M₋T)*.

Kalibracja ta bazuje na residuach pojedynczych różnic (3.11) i wyznaczonych precyzyjnych współrzędnych punktów kalibracyjnych, na których zainstalowano anteny. Wartości residuów $\Delta(\Phi_{obs} - \Phi_{calc})_i$ pojedynczych różnic są wyznaczane z rozwinięcia wielomianowego (Mader, 1999):

$$\Delta(\Phi_{obs} - \Phi_{calc})_i = \tau_i + a_1\varepsilon_i + a_2\varepsilon_i^2 + a_3\varepsilon_i^3 + a_4\varepsilon_i^4 \quad (4.2)$$

gdzie:

a – współczynnik wielomianu,

ε – wysokość satelity nad horyzontem w stopniach,

τ_i – resztowe względne opóźnienie czasowe.

Szczegółowy algorytm kalibracji (4.2) został opisany w pracy (Mader, 1999) i jest dostępny w internecie na stronie: <http://www.ngs.noaa.gov/ANTCAL/>.

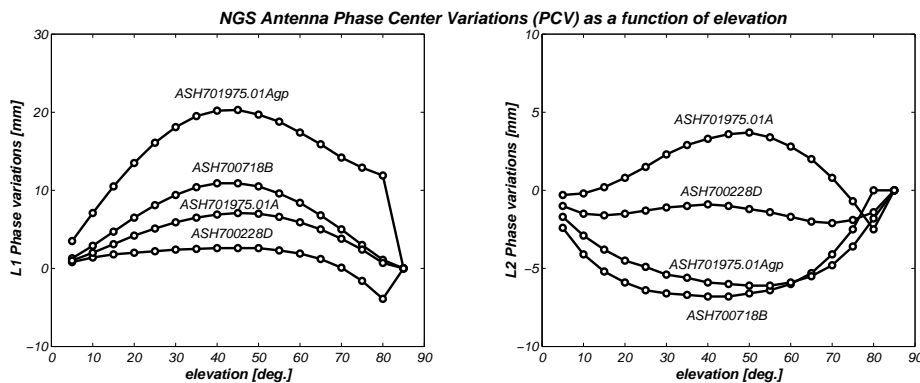
W wyniku tej kalibracji otrzymuje się offset główny \vec{r}_0 oraz zmiany centrum fazowego w zależności od wysokości satelity nad horyzontem ε wraz z charakterystyką dokładnościową (*RMS*) i ilością kalibrowanych anten. Zapisywane są one w formacie *NGS* (Mader, 1999), którego nagłówek przedstawiono na rysunku 4.2.

ANTENNA ID	DESCRIPTION	DATA SOURCE (# OF TESTS)	YR/MO/DY
[north] [east] [up]			L1 Offset (mm)
[90] [85] [80] [75] [70] [65] [60] [55] [50] [45]			L1 Phase at
[40] [35] [30] [25] [20] [15] [10] [5] [0]			Elevation (mm)
[north] [east] [up]			L2 Offset (mm)
[90] [85] [80] [75] [70] [65] [60] [55] [50] [45]			L2 Phase at
[40] [35] [30] [25] [20] [15] [10] [5] [0]			Elevation (mm)

Rys. 4.2. Nagłówek formatu *NGS* z względnymi charakterystykami centrów fazowych anten (Mader, 1999)

Fig. 4.2. The header of *NGS* file format of relative antenna phase center variations models (Mader, 1999)

Na rysunku 4.3 pokazano wykresy zmian względnych centrów fazowego (Phase Center Variations: *PCV*) wybranych typów anten firmy Ashtech. Te same typy anten znajdują się na wyposażeniu Katedry Geodezji i Fotogrametrii Akademii Rolniczej we Wrocławiu i są wykorzystywane w pomiarach prowadzonych w sieciach lokalnych. Wykresy te zostały sporządzone na podstawie modeli względnych *NGS* (Mader, 1999).



Rys. 4.3. Modele *NGS* zmian względnych centrów fazowych w funkcji wysokości dla wybranych anten firmy Ashtech

Fig. 4.3. *NGS* relative Antenna Phase Center Variations as a function of elevation for selected Ashtech antennas

Format ten jest akceptowany przez większość programów wykorzystywanych w obliczeniach precyzyjnych, jak np. *Bernese GPS Software (AIUB)*, *GAMIT/GLOBK (MIT)*, *GIPSY-OASIS II (JPL)*.

Względne zmiany centrum fazowego anteny $\Delta\Phi_{ANT}(\alpha, z)$ jako funkcji azymutu α i odległości zenitalnej z ze wzoru (4.1) można wyznaczyć zgodnie z (Rothacher et al., 1995) na podstawie następującej formuły:

$$\Delta\Phi_{ANT}(\alpha, z) = \sum_{n=0}^{n_{max}} \sum_{m=0}^n (A_{nm} \cos m\alpha + B_{nm} \sin m\alpha) P_{nm}(\cos z) \quad (4.3)$$

gdzie:

P_{nm} to znormalizowane (Schaer et al., 1995) stowarzyszone funkcje (wielomiany) Legendre'a stopnia n i rzędu m ,

A_{nm} i B_{nm} są nieznanymi estymowanymi współczynnikami.

Metoda ta jest wykorzystywana w programie *Bernese GPS Software*, wersja 4.2 (Hugentobler et al., 2001). W aktualnej wersji 5.0 programu (Hugentobler et al., 2004) używane są modele względne (Rothacher and Mader, 2003), przy czym anteny bez modułu DM_T mają charakterystyki zmian centrum fazowego zależne tylko od wysokości satelity na horyzontem ε (plik: *PHAS_IGS.REL*).

Trzecim sposobem jest metoda polowej kalibracji bezwzględnej anten. Sposób ten został opracowany na Uniwersytecie w Hanowerze (Seeber et al., 1997) przy współpracy z firmą *Geo++® GmbH*. (Wübbena et al., 2000). Polega on na kalibracji bezpośrednio w terenie z użyciem wysokoprecyzyjnego robota przedstawionego na rysunku 4.4.

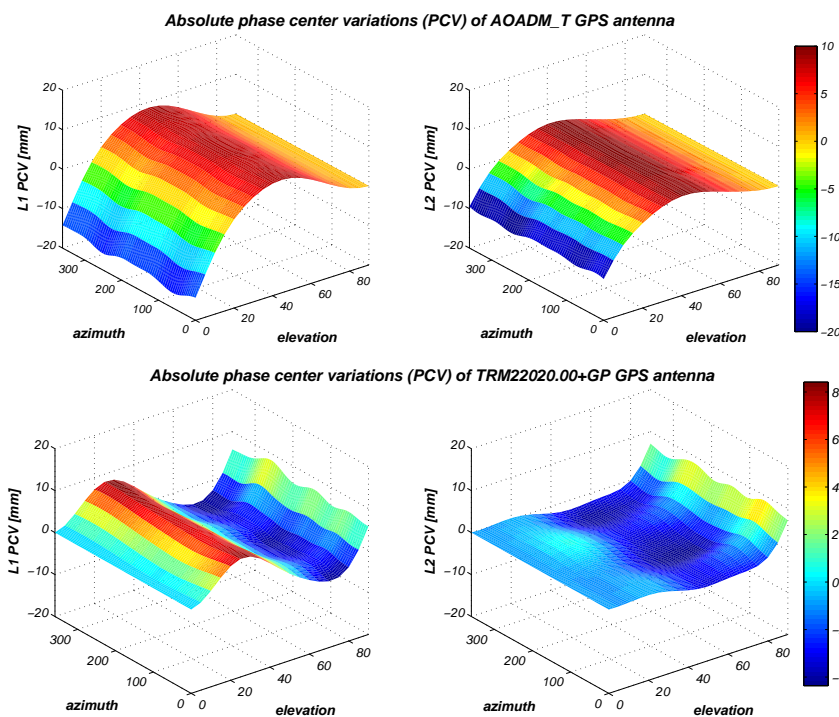


Rys. 4.4. Robot do bezwzględnej kalibracji anten GPS (Wübbena et al., 2000)

Fig. 4.4. Robot for the absolute field calibration of GPS antennas
(Wübbena et al., 2000)

Pomiary kalibracyjne wykonywane są przy kilku tysiącach różnych położeniach anteny (obroty i pochylenia) oraz minimum przez dwie doby celem eliminacji wpływu błędu wielotorowości (Seeber et al., 1997; Wübbena et al., 2000). Autorzy tej metody kalibracji podkreślają, że jest to metoda wyznaczania zmian bezwzględnych centrum fazowego i nie wymaga anteny referencyjnej. Daje ona wyniki w czasie rzeczywistym i jest wolna od wpływu błędów wielotorowości. Można nią wykonywać kalibrację bezpośrednio na punktach sieci, dlatego zalecana jest jako metoda kalibracji anten na stacjach permanentnych sieci GPS/GLONASS (Seeber, 2003).

Na rysunku 4.5 przedstawiono model bezwzględny *PCV* dla anteny *AOADM_T*, która jest anteną referencyjną dla modeli względnych innych anten i najczęściej używaną na stacjach permanentnych GPS/GLONASS sieci *IGS/EPN* oraz anteny *TRM22020.00+GP* wykorzystywanej w pomiarach w sieci lokalnej *SUDET*.



Rys. 4.5. Model bezwzględny *PCV* dla anten *AOADM_T* i *TRM22020.00+GP*
 Fig. 4.5. The absolute *PCV* model of *AOADM_T* and *TRM22020.00+GP* antennas

Wyniki powyższej kalibracji, zawierające zarówno offset główny, jak i bezwzględne zmiany centrum fazowego *PCV* jako funkcję azymutu i odległości zenitalnej z równania (4.1), zapisywane są w specjalnym formacie: *Geo++ PCV Antenna File* opisanym na stronie internetowej:

http://www.geopp.com/gnpcvdb/AOA_DM_T/geonap.html i dostępne w ramach wykupionej subskrypcji: <http://anton.geopp.de/gnpcvdb/pcvdb/GNPCVDB.html>.

Wyniki prac dotyczących różnych metod kalibracji anten odbiorczych GPS zaprezentowano w ramach 5 sympozjum sieci SAPOS (5 SAPOS®-Symposiums) pt. „GPS-Antennenworkshop”, które odbyło się w Niemczech w listopadzie 2003 roku we Frankfurcie nad Menem <http://www.sapos.de>. Podsumowanie wyników badań związanych z kalibracją anten odbiorników i satelitów stanowi praca (Schmid et al., 2005). Autorzy sugerują stosowanie modeli względnych zmian centrów fazowych anten odbiorczych bazujących na wynikach prac NGS. Modele te zostały wprowadzone jako obligatoryjne w nowej wersji 5.0 oprogramowania **Bernese GPS Software** (Hugentobler et al., 2004). Zalecają także stopniowe wprowadzanie modeli bezwzględnych (absolutnych) zarówno dla anten odbiorników, jak i satelitów.

W roku 2004 został opracowany na Uniwersytecie Technicznym w Monachium (TUM) przez zespół autorski: M. Rothacher, R. Schmid nowy format wymiany danych o antenach ANTEX (**Antenna Exchange Format**) (Rothacher and Schmid, 2004). Format ten pozwala na zdefiniowanie offsetów głównych \vec{r}_0 oraz względnych $\Delta\Phi_{PCV}(\varepsilon)$ lub bezwzględnych $\Delta\Phi_{PCV}(\varepsilon)$ i $\Delta\Phi_{PCV}(\alpha, \varepsilon)$ modeli zmian centrów fazowych anten satelitów i odbiorników, a jego opis jest dostępny na stronie IGS (aktualnie wersja 1.3): <ftp://igsb.jpl.nasa.gov/igsb/station/general/antex13.txt>. Jest on zalecany przez IGS, modele względne są dostępne pod adresem: ftp://igsb.jpl.nasa.gov/igsb/station/general/igs_01.atx. Modele bezwzględne dostępne są aktualnie (sierpień 2005) na stronie propozycji IGS: ftp://igsb.jpl.nasa.gov/igsb/station/general/pcv_proposed/igs_05.atx.

W tabeli 4.1 zestawiono informacje dotyczące dostępności modeli zmian centrów fazowych anten odbiorczych znajdujących się na wyposażeniu Katedry Geodezji i Fotogrametrii Akademii Rolniczej we Wrocławiu i wykorzystywanych w pomiarach prowadzonych w sieciach lokalnych.

Tabela 4.1. Dostępność modeli zmian centrów fazowych anten używanych w pomiarach w sieci KARKONOSZE

Table 4.1. Availability of antenna phase center variations models used in KARKONOSZE network observations

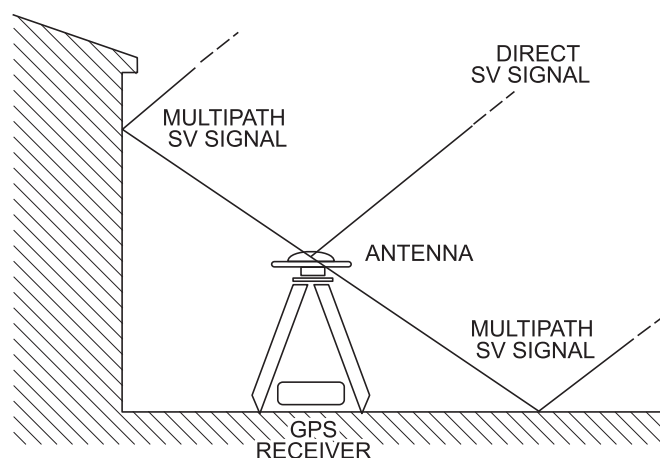
Typ anteny Antenna type	Model PCV – PCV model		
	względny – relative $\Delta\Phi_{PCV}(\varepsilon)$	bezwzględny – absolute $\Delta\Phi_{PCV}(\varepsilon)$ $\Delta\Phi_{PCV}(\alpha, \varepsilon)$	
ASH700228D	IGS, NGS	TUM, Geo++	Geo++
ASH700718B	IGS, NGS	TUM, Geo++	Geo++
ASH701975.01A	NGS	NGS/TUM, Geo++	Geo++
ASH701975.01Agp	NGS	NGS/TUM	
ASH700936D_M	IGS, NGS	NGS/TUM, Geo++	Geo++
ASH701945B_M SNOW	IGS, NGS	NGS/TUM	TUM
ASH701941.1 SNOW	IGS, NGS	NGS/TUM	
NGS/TUM: względne NGS przekonwertowane na bezwzględne TUM			

Wobec braku możliwości bezpośredniej kalibracji anten w terenie oraz dostępności do modeli bezwzględnych $\Delta\Phi_{PCV}(\alpha, \varepsilon)$ wszystkich typów anten (tab. 4.1), w opracowaniach obserwacji GPS wykonywanych w niniejszej pracy były stosowane modele względne (4.2) zmian centrum fazowego anten odbiorczych opracowane przez *NGS*. Tylko te modele były bowiem dostępne dla wszystkich typów anten i posiadały pełną charakterystykę względną: \vec{r}_0 i $\Delta\Phi_{PCV}(\varepsilon)$ (tab. 4.1) wraz z oceną dokładności.

W sieciach lokalnych GPS wykorzystywanych w badaniach geodynamicznych, w przypadku powtarzalnych obserwacji okresowych, zaleca się instalowanie na punktach tych samych anten. Pozwala to na estymację korekt do offsetów głównych \vec{r}_0 centrów fazowych anten na etapie wyznaczania parametrów ruchu punktów sieci podczas łącznego wyrównania wszystkich sesji pomiarowych z pomiarów okresowych, zgodnie z algorytmami przedstawionymi w pracach (Bock, 1998; Hefty, 1998, 2001). Dla anten znajdujących się na wyposażeniu Katedry Geodezji i Fotogrametrii Akademii Rolniczej we Wrocławiu i wykorzystywanych w pomiarach prowadzonych w sieciach lokalnych estymacje powyższych korekt zostały przeprowadzone w pracy (Kontny, 2003).

4.2. Interferencja fal wtórnych – wielotorowość

Błąd związany z interferencją fal wtórnych, tzw. wielotorowości (ang. multipath) spowodowany jest tym, że sygnał GPS emitowany przez satelitę dociera do odbiornika nie tylko bezpośrednio, najkrótszą drogą, lecz także wieloma pośrednimi drogami wskutek odbić od różnych obiektów otaczających antenę (np. budowle, powierzchnia ziemi, wody) (rys. 4.6). Ma on znaczny wpływ na wyznaczenie współrzędnych punktu, zwłaszcza gdy obserwowane są satelity znajdujące się nisko nad horyzontem (Hofmann-Wellenhof et al., 2001).



Rys. 4.6. Błąd wielotorowości (Hofmann-Wellenhof et al., 2001)
Fig. 4.6. The multipath error (Hofmann-Wellenhof et al., 2001)

Jak pokazuje rysunek 4.6, punkt odbicia sygnału może być położony poniżej i powyżej centrum fazowego anteny odbiorczej i takie dwa przypadki są rozpatrywane w analizach związanych z wpływem błędu wielotorowości. W przypadku wyznaczania wysokości punktu wielotorowość jest jednym, obok refrakcji troposferycznej, z dominujących źródeł błędów. W zależności od różnicy długości dróg jakie muszą pokonać sygnały odbite, a tym samym od różnicy ich faz, amplituda sygnału wypadkowego może ulec wzmocnieniu lub osłabieniu, a efektem tym obciążone będą zarówno obserwacje pseudoodległości, jak i fazy sygnału GPS.

Błąd wielotorowości w pomiarach fazowych można zinterpretować na podstawie rysunku 4.6 jako złożenie sygnału bezpośredniego $a \cos(\Phi)$ i pośredniego (odbitego) $\eta a \cos(\Phi + \Delta\Phi)$, jakie docierają do anteny odbiornika GPS (Hofmann-Wellenhof et al., 2001). Wartości a i Φ to odpowiednio amplituda i faza sygnału bezpośredniego, $\Delta\Phi$ to przesunięcie fazy, a ηa amplituda sygnału odbitego, gdzie η to współczynnik tłumienia. Przyjmuje on wartości z przedziału od 0 do 1. Na tej podstawie, zgodnie z (Leick, 1995; Kudrys, 1998; Hofmann-Wellenhof et al., 2001; Seeber, 2003; Góral and Szewczyk, 2004) można zapisać amplitudę

sygnału wypadkowego $\eta_M a$ jako:

$$\eta_M a = a \sqrt{\eta^2 + 2\eta \cos(\Delta\Phi) + 1} \quad (4.4)$$

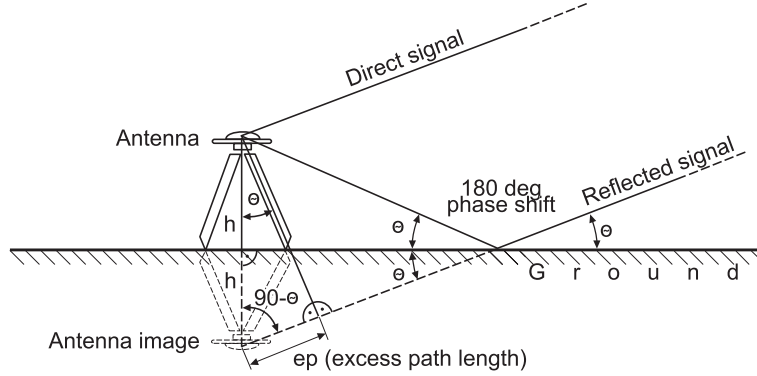
gdzie index M oznacza wielotorowość.

Natomiast błąd pomiarów fazowych spowodowany wielotorowością ψ_M , jako (Leick, 1995; Hofmann-Wellenhof et al., 2001; Seeber, 2003):

$$\psi_M = \arctg \left(\frac{\eta \sin(\Delta\Phi)}{1 + \eta \cos \Delta\Phi} \right) \quad (4.5)$$

4.2.1. Wykrywanie błędu wielotorowości

Układ geometryczny satelita – odbiornik – reflektor, obrazujący wpływ błędu wielotorowości, przedstawia rysunek 4.7.



Rys. 4.7. Geometryczne zależności związane z błędem wielotorowości
Fig. 4.7. Geometric relations of multipath error

Na podstawie znanej geometrii satelita – odbiornik – reflektor (rys. 4.7) można stwierdzić, że sygnał odbity będzie przesunięty w fazie o wielkość (Kudrys, 1998):

$$\Delta\Phi = 2\pi \frac{ep}{\lambda} \quad (4.6)$$

gdzie: ep to różnica w długości drogi między sygnałem bezpośrednim a pośrednim, zaś λ jest długością fali nośnej sygnału.

Parametrem określającym wielkość amplitudy sygnału wypadkowego $\eta_M a$ jest SNR (Signal to Noise Ratio), który jest zależny od charakterystyki kierunkowej anteny, wysokości horyzontalnej satelity oraz wielotorowości sygnału (Axelrad et al., 1994). Zgodnie z wyprowadzeniami przedstawionymi w pracach: (Leick, 1995; Kudrys, 1998, 2000; Góral and Szewczyk, 2004) SNR można przedstawić jako funkcję wysokości horyzontalnej satelity ε oraz odległości od powierzchni odbijającej h w czasie t :

$$SNR(t) = a \sqrt{\eta^2 + 2\eta \cos(\Delta\Phi(t) + \Delta\Phi_0) + 1} \quad (4.7)$$

gdzie :

$\Delta\Phi(t) = 4\pi\frac{h}{\lambda}\sin(\varepsilon(t))$ w przypadku gdy punkt odbicia znajduje się poniżej centrum fazowego anteny,

$\Delta\Phi(t) = 4\pi\frac{h}{\lambda}\cos(\varepsilon(t))$ gdy jest on powyżej.

Metody wykrywania i eliminowania błędu wielotorowości oparte o analizę SNR , na podstawie której wyznaczana jest wartość przesunięcia fazy między sygnałem bezpośrednim i odbitym w fazowych obserwacjach GPS (Leick, 1995; Kudrys, 1998, 2000; Wübbena et al., 2000; Hatanaka et al., 2001; Góral and Szewczyk, 2004).

Do wykrywania błędu pseudoodległości spowodowanego wielotorowością w pomiarach kodowych wykorzystuje się kombinację liniową obserwacji fazowych oraz pseudoodległości dla wybranej do wyznaczenia błędu częstotliwości (Estey and Meertens, 1999). Na podstawie równań pseudoodległości dla kodu (3.1) i fazy (3.8) można zapisać kombinacje liniowe (Estey and Meertens, 1999):

$$\begin{aligned} MP1 &\equiv PR_1 - \left(1 + \frac{2}{\alpha - 1}\right) L_1 + \left(\frac{2}{\alpha - 1}\right) L_2 \\ &= M_1 - \left(1 + \frac{2}{\alpha - 1}\right) N_1\lambda_1 + \left(\frac{2}{\alpha - 1}\right) N_2\lambda_2 \\ &\quad - \left(1 + \frac{2}{\alpha - 1}\right) m_1 + \left(\frac{2}{\alpha - 1}\right) m_2 \end{aligned} \quad (4.8)$$

$$\begin{aligned} MP2 &\equiv PR_2 - \left(\frac{2\alpha}{\alpha - 1}\right) L_1 + \left(\frac{2\alpha}{\alpha - 1} - 1\right) L_2 \\ &= M_2 - \left(\frac{2\alpha}{\alpha - 1}\right) N_1\lambda_1 + \left(\frac{2\alpha}{\alpha - 1} - 1\right) N_2\lambda_2 \\ &= M_2 + B_2 - \left(\frac{2\alpha}{\alpha - 1}\right) m_1 + \left(\frac{2\alpha}{\alpha - 1} - 1\right) m_2 \end{aligned} \quad (4.9)$$

gdzie:

L_i – obserwacja fazowa w jednostkach długości dla i -tej częstotliwości (3.8),

PR_i – pseudoodległość z pomiarów kodowych dla i -tej częstotliwości (3.1),

$\alpha \equiv \frac{f_1^2}{f_2^2}$, dla częstotliwości GPS $f_1 = 1575.42 \text{ MHz}$ i $f_2 = 1227.60 \text{ MHz}$,

M_i – błąd wielotorowości w obserwacjach kodowych dla i -tej częstotliwości,

m_i – błąd wielotorowości w obserwacjach fazowych dla i -tej częstotliwości,

$N_i\lambda_1$ – nieoznaczoność (wartość rzeczywista) dla i -tej częstotliwości.

Wyznaczone na podstawie zależności (4.8) i (4.9) błędy pseudoodległości spowodowane wielotorowością pozwalają na przeprowadzenie analiz jakościowych obserwacji satelitarnych GPS. Szczególnie w terenach górskich, gdzie możemy mieć do czynienia z odbiciami zarówno poniżej, jak i powyżej centrum fazowego anteny odbiorczej, są one konieczne.

W przypadku sieci *KARKONOSZE* począwszy od drugiej kampanii pomiarowej w roku 2002 na pięciu punktach: *JARK*, *JEZ1*, *KLEC OKRA* i *ROZI* ze względu na małą wysokość słupa pomiarowego anteny ustawiono na specjalnych rurowych podwyższeniach celem zmniejszenia wpływu odbić pogarszających jakość odbieranych sygnałów (Mąkowski, 2005).

W tabeli 4.2 zostały zestawione średnie błędy pseudoodległości spowodowanych wielotorowością (4.8) i (4.9) dla tych punktów z podanymi wysokościami *ARP* anteny. Wartości tych błędów zostały wyznaczone na podstawie wyników kontroli jakościowej obserwacji GPS pochodzących z kampanii pomiarowych przeprowadzonych w latach 2001–2003, wykonanych z wykorzystaniem programu *teqc*. Na wszystkich tych punktach podczas kolejnych kampanii pomiarowych stosowane były zawsze te same modele anten odbiorczych.

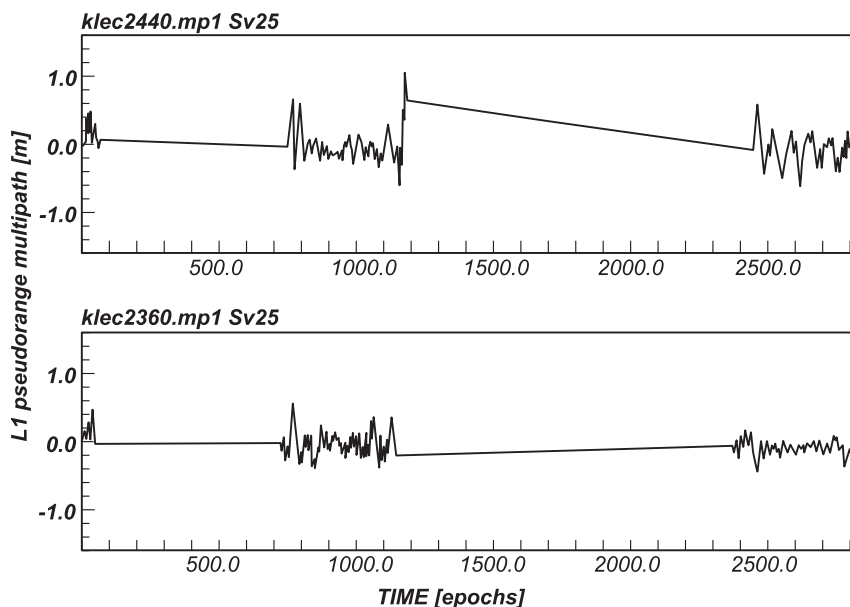
Tabela 4.2. Średnie wartości błędu *RMS* pseudoodległości spowodowanego wielotorowością dla wybranych punktów sieci *KARKONOSZE* w latach 2001–2003
Table 4.2. Average *RMS* values of multipath pseudorange error for selected points of *KARKONOSZE* network in period 2001–2003

Punkt Point	Rok – Year								
	2001			2002			2003		
	<i>h</i> [m]	<i>MP1</i> [m]	<i>MP2</i> [m]	<i>h</i> [m]	<i>MP1</i> [m]	<i>MP2</i> [m]	<i>h</i> [m]	<i>MP1</i> [m]	<i>MP2</i> [m]
<i>JARK</i>	0.070	0.142	0.160	0.612	0.203	0.206	0.613	0.190	0.202
<i>JEZ1</i>	0.064	0.141	0.161	0.606	0.151	0.184	0.608	0.157	0.190
<i>KLEC</i>	0.058	0.185	0.232	0.592	0.112	0.140	0.592	0.101	0.116
<i>OKRA</i>	0.061	0.214	0.241	0.594	0.417	0.685	0.589	0.211	0.250
<i>ROZI</i>	0.066	0.194	0.224	0.602	0.241	0.265	0.598	0.210	0.250

Przedstawione w tabeli 4.2 wyniki pokazują, że tylko w przypadku punktu *KLEC* zwiększenie wysokości anteny nad punktem spowodowało wyraźne zmniejszenie błędu pseudoodległości spowodowanego wielotorowością.

Na rysunku 4.8 przedstawiono przykładowe wykresy błędu pseudoodległości spowodowanego wielotorowością *MP1* (4.8) dla częstotliwości L_1 , dla jednego satelity (PRN 25), wyznaczone programem *teqc* dla obserwacji z punktu *KLEC* sieci *KARKONOSZE* w kampaniach pomiarowych z roku 2001 (*klec2440.mp1*) i 2002 (*klec2360.mp1*).

W przypadku punktu *KLEC* podniesienie anteny nad punktem pomiarowym



Rys. 4.8. Błąd pseudoodległości spowodowany wielotorowością $MP1$ (4.8) wyznaczony programem *teqc* dla punktu *KLEC*

Fig. 4.8. Pseudorange multipath $MP1$ (4.8) from *teqc* software for *KLEC* point

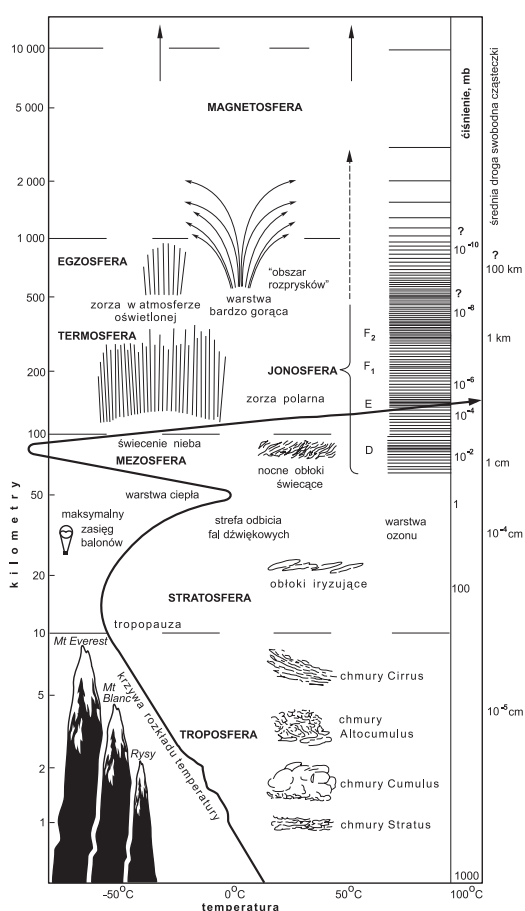
spowodowało zmniejszenie wartości błędu pseudoodległości spowodowanego wielotorowością zarówno dla częstotliwości L_1 (rys. 4.8), jak i L_2 dla wszystkich obserwowanych satelitów. Zabieg ten pozwolił na wyeliminowanie (bądź zredukowanie) głównie odbić powyżej centrum fazowego anteny (rys. 4.6).

Analizy błędów pseudoodległości spowodowanych wielotorowością (4.8) i (4.9), zobrazowane powyższymi przykładami, stanowią element przedstawionej w pracy metodyki precyzyjnego opracowania obserwacji GPS i są wykorzystywane na etapie definiowania układu wektorów niezależnych (rozdział 6.2).

4.3. Refrakcja atmosferyczna

Atmosfera ziemiska jest ośrodkiem gazowym o znacznie zróżnicowanych warunkach fizycznych i chemicznych. Możemy w niej wyodrębnić szereg warstw różniących się między sobą gęstością, składem chemicznym oraz własnościami fizycznymi. Atmosfera charakteryzuje się wyraźnie zaznaczonymi pionowymi i horyzontalnymi niejednorodnościami. W skali globalnej zróżnicowanie pionowe atmosfery jest o kilka rzędów wielkości większe od poziomego.

Dotyczy to przede wszystkim temperatury, ciśnienia, gęstości, składu chemicznego, przewodnictwa elektrycznego i jonizacji. W tej sytuacji dogodny jest podział atmosfery na warstwy horyzontalne (rys. 4.9). Przyjęte kryteria takiego podziału mogą być różne, stąd i wyodrębnione warstwy mogą być rozmaite. Najlepiej udokumentowany jest podział według kryterium termicznego. Kryterium termiczne zakłada istnienie czterech warstw: troposfery, stratosfery, mezosfery i termosfery. Każda z wymienionych warstw jest rozdzielona strefą nieciągłości, które nazwano: tropopauzą, stratopauzą i mezopauzą (rys. 4.9). Dla celów analizy propagacji fal radiowych w paśmie mikrofalowym L atmosferę można podzielić na część dyspersyjną – jonosferę i neutralną – troposferę (Iribarne and Cho, 1988). Jonosferę stanowi górna część atmosfery między 70 a 1000 km, gdzie główny wpływ na propagację fal radiowych mają uwolnione w procesie jonizacji elektrony. Troposfera natomiast to dolna warstwa atmosfery (do kilkunastu kilometrów od powierzchni ziemi), gdzie na propagację fal radiowych główny wpływ mają zmiany temperatury oraz zawartość pary wodnej (Seeber, 2003).

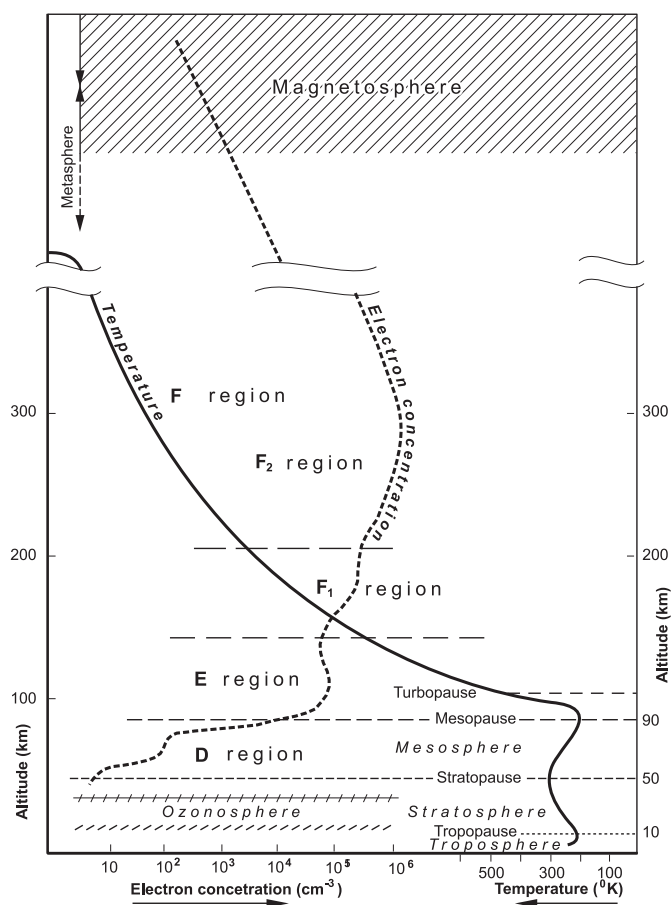


Rys. 4.9. Profil pionowy atmosfery (Iribarne and Cho, 1988)

Fig. 4.9. The vertical profile of the atmosphere (Iribarne and Cho, 1988)

4.3.1. Refrakcja jonosferyczna

Pod wpływem krótkofalowego promieniowania słonecznego w górnej części atmosfery ziemskiej wytwarzane są znaczne ilości zjonizowanych atomów i cząsteczek oraz odpowiednia do tego liczba swobodnych elektronów. W rezultacie wykształca się pewien rozkład gęstości elektronów z charakterystycznymi warstwami lub obszarami o zróżnicowanym zasięgu czasoprzestrzennym (Iribarne and Cho, 1988).



Rys. 4.10. Profil pionowy rozkładu gęstości elektronów oraz temperatury:

<http://www.ion.le.ac.uk/ionosphere/profile.html>

Fig. 4.10. Vertical profile of electron concentration and temperature distribution:

<http://www.ion.le.ac.uk/ionosphere/profile.html>

Zespół tych warstw, rozpatrywanych ze względu na właściwości elektryczne, nazywany jest jonosferą. Na rysunku 4.10 przedstawiono profil pionowy rozkładu

Tabela 4.3. Charakterystyki opisujące główne warstwy jonosfery
 Table 4.3. Characteristic features of the main ionospheric layers

Warstwa Layer		D i C	E	F_1	F_2
Przedział wysokości Height domain	[km]	60-90	85-140	140-200	200-1000
Gęstość elektronów n_e [el/cm ³] Electron density	w dzień at day w nocy at night	$10^2 - 10^4$ —	10^5 $2 \cdot 10^3$	$5 \cdot 10^5$ $5 \cdot 10^4$	10^6 $3 \cdot 10^5$

gęstości elektronów oraz zmian temperatury na podstawie serwisu internetowego poświęconego fizyce jonosfery na Uniwersytecie Leicester w Wielkiej Brytanii: <http://www.ion.le.ac.uk/ionosphere/ionosphere.html>.

Właściwością jonosfery jest to, że jej struktura oraz gęstość jonów i elektronów zależą w dużym stopniu od lokalnego czasu, współrzędnych geograficznych i aktywności Słońca. Dynamika zmian stanu jonosfery jest bardzo duża. Częstym przypadkiem jest nagła, nawet dwukrotna zmiana liczby swobodnych elektronów, w czasie zaledwie kilku godzin.

Maksimum gęstości elektronów swobodnych występuje zazwyczaj w warstwie F , która zaczyna się około 150 km nad Ziemią. Wyodrębnić w niej można dwie warstwy (rys. 4.10): F_1 i F_2 , powstałe w wyniku działania promieniowania ultrafioletowego. Poniżej warstwy F znajduje się warstwa E powstała pod wpływem bombardowania atmosfery miękkim promieniowaniem X. Najniższa warstwa D powstaje pod wpływem działania twardego promieniowania X. Niekiedy wprowadza się pojęcie warstwy C , która powstaje w wyniku oddziaływania atmosfery ziemskiej z promieniowaniem kosmicznym (rys. 4.10). Wpływ warstw: D i C na propagację sygnałów GPS jest niezauważalny (Parkinson and Spilker, 1996). Warstwa F_1 łącznie z warstwą E jest odpowiedzialna za ok. 10% opóźnienia sygnału elektromagnetycznego w jonosferze pasma L. Warstwa F_2 , charakteryzująca się największą gęstością elektronów (maksimum występuje zazwyczaj na wysokości 250–450 km) i jednocześnie największą zmiennością, ma największy wpływ na propagację sygnałów GPS i powoduje do 80% opóźnienia jonosferycznego w czasie dnia (Parkinson and Spilker, 1996). Obszar poniżej maksimum gęstości elektronów w warstwie F_2 nazywany jest dolną częścią, a powyżej – górną częścią jonosfery. Granica górnej części nie jest ściśle określona. W tabeli 4.3 podano charakterystyki opisujące główne warstwy jonosfery (Seeber, 2003).

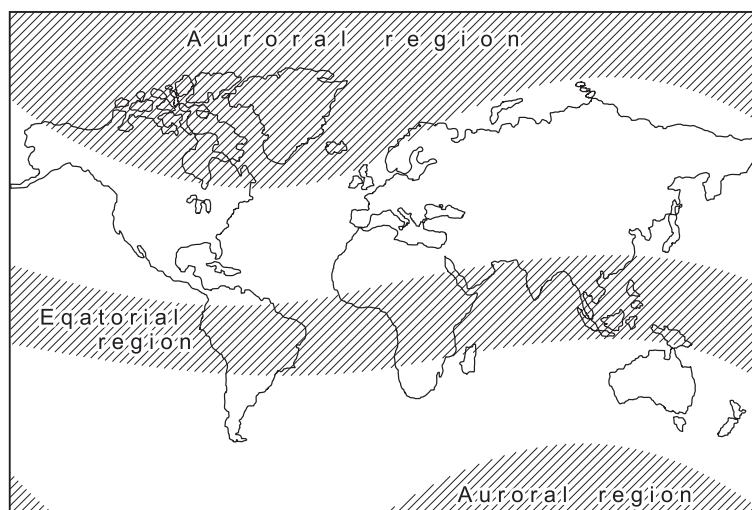
Jonosfera sięga aż do orbit satelitów GPS. Na wysokościach powyżej 1000 km gęstość elektronów jest jednak bardzo mała. Przyjmuje się, że część jonosfery rozciągająca się powyżej 1000 km powoduje około 10% refrakcji jonosferycznej w dzień i do 50% w nocy, gdy gęstość elektronów w F_2 jest znacznie mniejsza (Parkinson and Spilker, 1996; Bosa and Figurski, 2003).

4.3.1.1. Zaburzenia stanu jonosfery

Zmienność czasowo-przestrzenna gęstości elektronów powoduje zaburzenia stanu jonosfery i jest zależna głównie od następujących czynników (Seeber, 2003):

- położenie geograficzne,
- pory dnia,
- pory roku,
- aktywności słonecznej.

Na rysunku 4.11 zaznaczono regiony świata: zorzkowe (auroral regions) oraz równikowy (equatorial region) charakteryzujące się dużą aktywnością jonosfery (Seeber, 2003).



Rys. 4.11. Rejony świata charakteryzujące się dużą aktywnością jonosfery (Seeber, 2003)
Fig. 4.11. Regions of the world with high ionospheric activity (Seeber, 2003)

Największe wartości gęstości elektronów występują w pasie $\pm 30^\circ$ po obu stronach równika geomagnetycznego, najczęściej wczesnym popołudniem, około godziny 14:00 czasu lokalnego (LT – Local Time). Maksymalna koncentracja elektronów (większa niż nad równikiem) występuje jednak w regionach o szerokości $\pm 20^\circ$. Regiony te zostały nazwane anomaliami równikowymi (rys. 4.11). Na średnich szerokościach jonosfera wykazuje najmniejszą zmienność. Jest ona tu także najlepiej zbadana, ze względu na to, że na obszarze tym zlokalizowana jest największa liczba instrumentów sondujących jonosferę. W regionach okołobiegunowych (rys. 4.11) szczytowe wartości gęstości elektronów są zauważalnie mniejsze niż w niskich

szerokościach. Występują tu jednak bardzo częste niestabilności plazmy, co powoduje, że krótkookresowe zmiany gęstości elektronów są bardziej wyraźne (Bosy and Figurski, 2003; Seeber, 2003).

Głównym czynnikiem zaburzającym magnetosferę i jonosferę (rys. 4.10) są zmiany ciśnienia wiatru słonecznego. Wzrostowi ciśnienia wiatru słonecznego na magnetosferę towarzyszy szereg zjawisk, ogólnie nazywanych burzą magnetosferyczną lub geomagnetyczną (Mergentaler, 1978). Powoduje ona zaburzeniom pola magnetycznego (tzw. burze magnetyczne), którym towarzyszą zaburzenia jonosfery (tzw. burze jonosferyczne) oraz wzrost intensywności zórz (tzw. burze zorzowe). Zmiany gęstości elektronów mogą sięgać w krótkim czasie od +300% do -80% w stosunku do okresów nie zaburzonych (Baran et al., 1997; Liu et al., 1999; Baran et al., 2001, 2002; Wielgosz, 2002; Krankowski et al., 2004). Burza jonosferyczna trwa zazwyczaj kilka dni i w czasie jej występowania obserwuje się przemieszczające się nieregularności jonosfery, tak zwane *TID* (ang. Travelling Ionospheric Disturbances). *TID* charakteryzują się zmianami w gęstości elektronów od kilku do kilkudziesięciu procent i dzielą się na (Wielgosz, 2002; Figurski et al., 2003):

- wielkoskalowe *LSTID* – o okresie od 30 minut do 3 godzin i długości fali ponad 1000 km,
- średnioskalowe *MSTID* – o okresie od 10 minut do 1 godziny i długości fali rzędu kilkuset kilometrów,
- małej skali *SSTID* – o okresie kilkunastu minut i długości fali rzędu dziesiątków kilometrów.

Kolejnym zjawiskiem, występującym w czasie burzy, jest pojawienie się na średnich szerokościach tzw. rowu jonosferycznego (ang. Ionospheric trough) (Wielgosz, 2002; Figurski et al., 2003). Zmiany dobowe stanu jonosfery względem średnich stanów miesięcznych mogą sięgać od $\pm 20\%$ do $\pm 25\%$ (Klobuchar, 1991).

Aktywność słoneczna jest wyrażana przez liczbę plam na Słońcu *SSN* (ang. Sun Spot Number). Jednym ze sposobów określania *SSN* jest liczba Wolfa – *RW*, zdefiniowana następująco:

$$RW = k(10g + p) \quad (4.10)$$

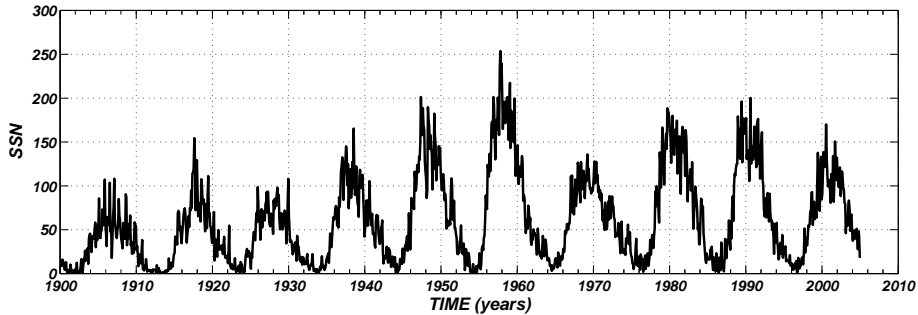
gdzie:

g – liczba grup plam słonecznych,

p – liczba pojedynczych plam we wszystkich grupach,

k – współczynnik skalujący (zwykle $k < 1$), zależny od teleskopu.

Drugim sposobem określania *SSN* jest oficjalny indeks „International Sunspot Number”, publikowany codziennie przez *SIDC* (ang. Sunspot Index Data Center) Królewskiego Obserwatorium w Belgii <http://sidc.oma.be/index.php3>. Na rysunku 4.12 przedstawiono wykres zmian aktywności słonecznej w okresie od 1900 r.

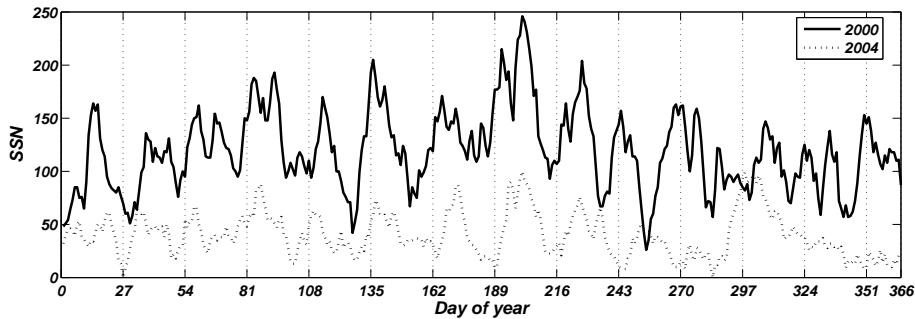


Rys. 4.12. Miesięczna liczba plam słonecznych w okresie 1900–2004 [SSN data, Royal Observatory of Belgium, <http://sidc.oma.be/html/wolfjmmms.html>]

Fig. 4.12. The monthly sunspot numbers for the period 1900–2004 [SSN data, Royal Observatory of Belgium, <http://sidc.oma.be/html/wolfjmmms.html>]

do końca 2004 r., w interwałach miesięcznych na podstawie danych zgromadzonych w służbie *SIDC*.

Analiza szeregów czasowych *SSN* wykazała obecność okresów 11-letnich (rys. 4.12) wywołanych rotacją Słońca. Rysunek 4.13 przedstawia natomiast dobowe zmiany liczby plam słonecznych *SSN* w roku 2000 i 2004, w których wyraźnie można obserwować 27-dniowy cykl związany ze średnim okresem obrotu Słońca.



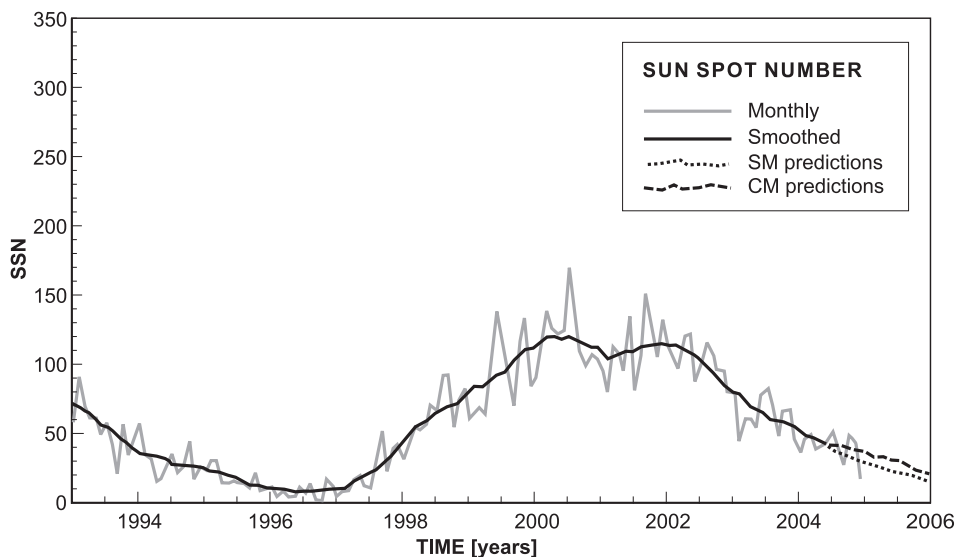
Rys. 4.13. Dobowe zmiany liczby plam słonecznych wyznaczone dla roku 2000 i 2004 [SSN data, Royal Observatory of Belgium, <http://sidc.oma.be/html/wolfjmmms.html>]

Fig. 4.13. Daily Sunspot Number progressions for the year 2000 and 2004 [SSN data, Royal Observatory of Belgium, <http://sidc.oma.be/html/wolfjmmms.html>]

Z rysunku 4.13 wynikają także wyraźne różnice pomiędzy maksymalną liczbą $SSN = 246$ dla 2000 r., gdzie zgodnie z rysunkiem 4.13 miało miejsce maksimum aktywności słonecznej, a maksymalną liczbą $SSN = 100$ dla 2004 roku.

Długookresowe obserwacje słońca prowadzone przez liczne ośrodki badawcze pozwoliły na prognozowanie krótko- i długookresowej aktywności słonecznej.

Na rysunku 4.14 przedstawiono wartości liczby plam słonecznych SSN dla ostatnich 12 lat (średnie miesięczne, wygładzone miesięczne) oraz prognozę na kolejne 12 miesięcy na podstawie *SIDC*.



Rys. 4.14. Miesięczna i wygładzona miesięczna liczba plam słonecznych dla ostatnich 12 lat i prognoza na kolejne 12 miesięcy [*SSN* data, Royal Observatory of Belgium, <http://sidc.oma.be/html/wolfjmmms.html>]

Fig. 4.14. The daily, monthly and monthly smoothed sunspot numbers for the past 12 years, and predictions for 12 months ahead [*SSN* data, Royal Observatory of Belgium, <http://sidc.oma.be/html/wolfjmmms.html>]

4.3.1.2. Model jonosfery Chapmana

Jednym z modeli jonosfery obrazującym proces jonizacji jest model Chapmana. Założył on, że w najprostszym przypadku równoległa, monochromatyczna wiązka promieniowania słonecznego jonizująca jednorodny, izotermiczny gaz w poziomo uwarstwionym obszarze produkuje parę jonów w sposób podany następującą funkcją (nazywana obecnie funkcją Chapmana) (Schaer, 1999):

$$q(h, \chi) = q_0 e^{(1-h_n - \sec \chi e^{-h_n})} \quad , \quad h_n = \frac{(h - h_0)}{\Delta h} \quad (4.11)$$

gdzie:

$q(h, \chi)$ – współczynnik produkcji jonów,

h – wysokość nad powierzchnię Ziemi, dla której wyznaczany jest współczynnik produkcji jonów $q(h, \chi)$ [km],

χ – odległość zenitalna Słońca [$^\circ$],

q_0 – współczynnik produkcji jonów dla $h_n = 0$,

h_n – znormalizowana wysokość,

h_0 – wysokość maksymalnej produkcji jonów dla $\chi = 0$ [km],

Δh – różnica wysokości [km].

Na podstawie wyprowadzeń przedstawionych w pracy (Schaer, 1999) można zapisać, że rozkład gęstości elektronów N_e , według funkcji Chapmana wynosi:

$$N_e(h_n, \chi) = N_{e,0} e^{\frac{1}{2}(1-h_n - \sec \chi e^{-h_n})}, \quad N_{e,0} = \frac{q_0^{\frac{1}{2}}}{\alpha} \quad (4.12)$$

gdzie: $N_{e,0}$ to gęstość elektronów dla $h_n = 0$, a α to średni współczynnik dla molekularnych jonów.

Rozkład gęstości elektronów N_e (4.12) osiąga maksymalne wartości $N_{e,max}$ w południe, a wysokość, na której produkowana jest maksymalna liczba jonów h_{max} , osiąga minimum. Gęstość elektronów zależy od odległości zenitalnej Słońca χ , co implikuje wyraźną dobową oraz sezonową zmienność koncentracji elektronów. Ta zależność stanu jonosfery od pozycji Słońca pozwala na przestrzenne i czasowe modelowanie gęstości elektronów (Schaer, 1999; Bory and Figurski, 2003).

Modelowanie rozkładów gęstości elektronów jako funkcji wysokości, bazujące na naziemnych obserwacjach GPS, jest bardzo trudne. Powszechnie używanym modelem rozkładu gęstości elektronów jest model *SLM* (ang. Single Layer Model). Bazuje on na teorii Chapmana (4.12) i zakłada, że wszystkie elektrony są zawarte w pojedynczej, nieskończonej cienkiej warstwie na ustalonej wysokości h_{SL} (rys. 4.15).

Stan jonosfery jest opisywany jako rozkład gęstości elektronów N_e (4.12) w jednostkach przypadających na metr sześcienny. Dla fal przebiegających przez jonosferę gęstość elektronów scałkowana wzdłuż drogi fali nosi nazwę *TEC* (ang. Total Electron Content) i jest miarą ilościową (Schaer, 1999). *TEC* dla wiązki fali wzdłuż drogi sr pomiędzy satelitą s a odbiornikiem r , czyli w profilu skośnym można zapisać (Schaer, 1999; Seeber, 2003):

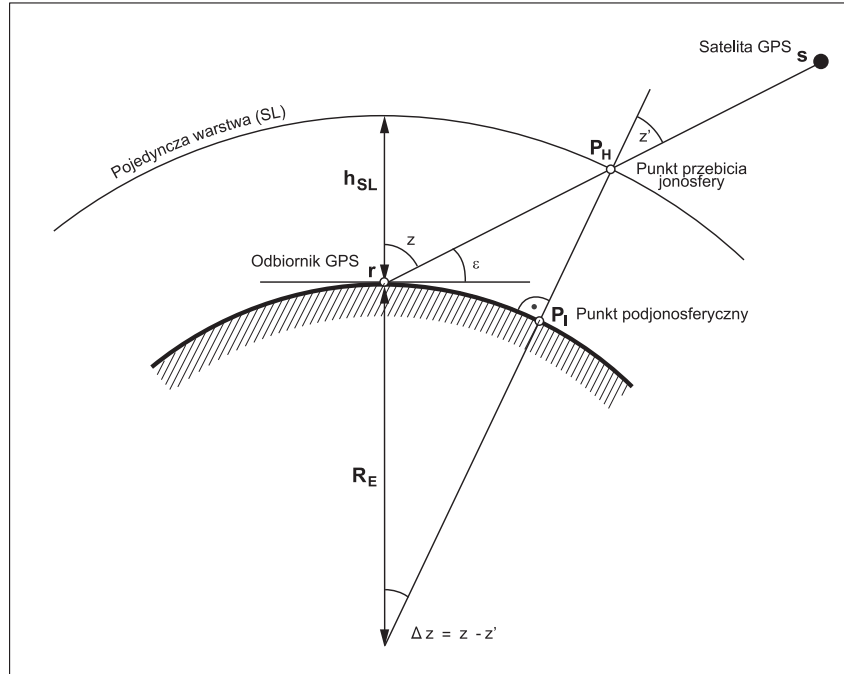
$$TEC(z) = \int_{sr} N_e(sr) dsr \quad (4.13)$$

gdzie z oznacza odległość zenitalną satelity s obserwowaną z pozycji r odbiornika GPS (rys. 4.15).

TEC wyrażony jest w jednostkach *TECU* (ang. Total Electron Content Unit):

$$1 \text{ TECU} = 1 \cdot 10^{16} \text{ el/m}^2 \quad (4.14)$$

Jeden *TECU* (4.14) odpowiada liczbie 10^{16} elektronów *el* zawartych w walcu o polu przekroju 1 m^2 , ustawionym wzdłuż biegu fali radiowej.



Rys. 4.15. Model pojedynczej warstwy – *SLM* dla jonosfery
 Fig. 4.15. Single-layer model – *SLM* for the ionosphere

TEC w profilu pionowym: $TEC(0)$, czyli *VTEC* (ang. Vertical Total Electron Content) na podstawie (4.13) zgodnie z rysunkiem 4.15 można zapisać wzorem:

$$VTEC = \frac{1}{F(z')} \cdot TEC \quad (4.15)$$

gdzie:

$$F(z') = \frac{1}{\cos z'} = \frac{1}{\sqrt{1 - \sin^2 z'}} \quad (4.16)$$

nazywana jest funkcją odwzorowującą (mapującą) *SLM MF*, a z' odległością zenitalną w punkcie P_H przebiecia jonosfery sygnałem GPS na wysokości h_{SL} modelu *SLM* (rys. 4.15).

Z rysunku 4.15 wynika związek geometryczny pomiędzy odległością zenitalną satelity z' w punkcie P_H przebiecia jonosfery sygnałem GPS a odległością zenitalną satelity z obserwowaną z pozycji r odbiornika GPS :

$$z' = \arcsin \left(\frac{R_E}{R_E + h_{SL}} \sin z \right) \quad (4.17)$$

gdzie: $R_E \approx 6371$ km to średni promień Ziemi, a $h_{SL} = 450$ km wysokość pojedynczej warstwy.

Obecnie stosowana jest zmodyfikowana funkcja odwzorowująca *M SLM MF*, dla której odległość zenitalną satelity z' w punkcie P_H wyznaczana jest na podstawie następującej zależności :

$$z' = \arcsin \left(\frac{R_E}{R_E + h_{SL}} \sin(\alpha z) \right) \quad (4.18)$$

gdzie: $h_{SL} = 506.7$ km to wysokość pojedynczej warstwy, $\alpha = 0.9782$ (zakładając, że średni promień Ziemi $R_E \approx 6371$ km i maksymalna odległość zenitalna $z \leq 80^\circ$).

Wartości kąta z' , funkcji odwzorowującej $F(z')$ (4.16) oraz odległości między punktem obserwacyjnym r (odbiornik GPS), a punktem podjonosferycznym P_I , w zależności od wartości odległości zenitalnej z (rys. 4.15) przedstawiono w tabeli 4.4 (Schaer, 1999).

Tabela 4.4. Funkcja odwzorowująca $F(z')$ oraz odległość d między punktem obserwacyjnym r (odbiornik GPS) a punktem podjonosferycznym P_I
 Table 4.4. Mapping function $F(z')$ and distance d between observation point r (GPS receiver) and subionospheric point P_I

z [°]	z' [°]	$F(z')$	d [km]
0	0	1.00	0
30	28	1.13	215
60	55	1.73	603
70	62	2.14	873
80	68	2.66	1344
85	70	2.87	1712

Jak wynika z tabeli 4.4, przy małych wysokościach satelity nad horyzontem ($z = 85^\circ$) wartości *TEC* są prawie trzykrotnie wyższe od wartości *VTEC*.

Oprócz funkcji odwzorowującej *SLM MF* (4.16) stosowane są także w procesie opracowania obserwacji GPS inne funkcje. W przypadku korzystania z modelu jonosfery Klobuchara (Klobuchar, 1987), transmitowanego w depezy nawigacyjnej, funkcja odwzorowująca (ang. Broadcast model MF) ma postać:

$$F(z) = 1 + 2 \left(\frac{z + 6}{96} \right)^3 \quad (4.19)$$

Kolejną jest funkcja zaproponowana w pracy (Clyne et al., 1989), nazwana funkcją Q-czynnik (ang. Q-factor MF), którą wyraża wzór:

$$Q(z) = \sum_{i=0}^3 a_i \left(\frac{z}{90}\right)^{2i} \quad (4.20)$$

gdzie a_i to współczynniki wielomianu o wartościach: $a_0 = 1.0206$, $a_1 = 0.4663$, $a_2 = 3.5055$ i $a_3 = -1.8415$.

W pracy (Schaer, 1999) dokonano porównań powyższych funkcji odwzorowujących łącznie z funkcją bazującą na profilu Chapmana (4.11), dla $h_0 = 350$ km, $\Delta h = 100$ km i $\chi = 0$. Funkcja odwzorowująca Chapmana ma następującą postać (Schaer, 1999):

$$F(z, \chi) = \frac{TEC(z, \chi)}{VTEC(z, \chi)}, \quad TEC(z, \chi) = \int_0^{\infty} N_e(h, \chi) \sec z'(h) dh \quad (4.21)$$

gdzie: $z'(h)$ jest odległością zenitalną satelity na wysokości h .

Wyniki powyższych porównań funkcji odwzorowujących przedstawiono na rysunku 4.16.

Na podstawie rysunku 4.16 oraz analiz przeprowadzonych w pracy (Schaer, 1999) wynika, że funkcje odwzorowujące opóźnienie jonosferyczne w zenicie $VTEC$ na opóźnienie skośne TEC (na kierunek do satelity) mają istotny wpływ na TEC w przypadku dużych odległości zenitalnych $z > 75^\circ$.

4.3.1.3. Propagacja fal radiowych w jonosferze

Współczynnik refrakcji n_{jon} charakteryzujący załamanie fali podczas jej przejścia przez jonosferę można zgodnie z (Brunner and Gu, 1991; Schaer, 1999) przedstawić w postaci:

$$n_{jon} = 1 - \frac{C_X}{2} N_e \frac{1}{f^2} \pm \frac{C_X C_Y}{2} N_e D_0 \cos \theta \frac{1}{f^3} - \frac{C_X^2}{8} N_e^2 \frac{1}{f^4} \quad (4.22)$$

przy czym:

$$C_X = \frac{e^2}{4\pi^2 \epsilon_0 m_e} \quad (4.23a)$$

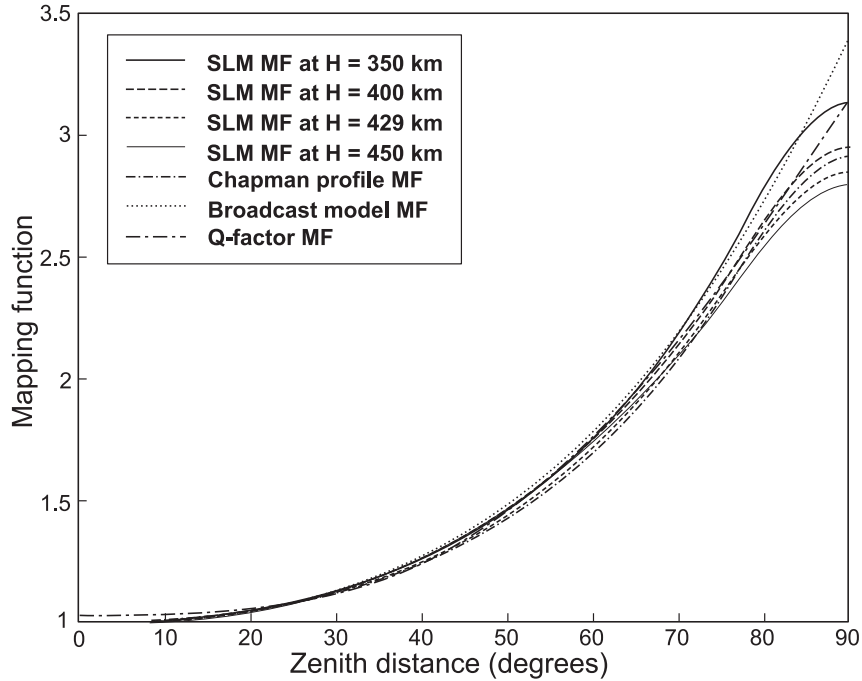
$$C_Y = \frac{\mu_0 e}{2\pi m_e} \quad (4.23b)$$

gdzie:

N_e – gęstość elektronów [el/m^3],

D_0 – indukcja pola magnetycznego [T],

θ – kąt pomiędzy kierunkiem propagacji fali a wektorem pola elektromagnetycznego [$^\circ$],



Rys. 4.16. Porównanie jonosferycznych funkcji odwzorowujących (Schaer, 1999)
 Fig. 4.16. Ionospheric mapping functions comparison (Schaer, 1999)

e – ładunek elektronu [C],

ε_0 – przenikliwość elektryczna próżni [$F \cdot m^{-1}$],

m_e – masa elektronu [kg],

f – częstotliwość fali elektromagnetycznej [MHz],

μ_0 – przenikliwość magnetyczna próżni [$V \cdot s \cdot A^{-1} \cdot m^{-1}$].

Składniki trzeciego i czwartego rzędu we wzorze (4.22) są znacznie mniejsze od składnika drugiego rzędu (Schaer, 1999), więc zazwyczaj są pomijane i wówczas uproszczony wzór przyjmuje postać:

$$n_{jon} = 1 - \frac{C_X}{2} N_e \frac{1}{f^2} \quad (4.24)$$

gdzie: $C_X/2 \approx 40.3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-2}$ to współczynnik proporcjonalności wynikający ze stałej C_X .

Na podstawie wzoru (4.24) oraz (4.13) można opóźnienie jonosferyczne δI wyrazić wzorem (Schaer, 1999):

$$\delta I = \mp \frac{C_X}{2} TEC(z) \frac{1}{f^2} \quad (4.25)$$

Jeśli TEC jest wyrażone w $TECU$, to $C_X/2 \approx 40.3 \cdot 10^{16} \text{ m s}^{-2} TECU^{-1}$, a wzór (4.25) po podstawieniu (4.13) oraz przybliżonej wartości $C_X/2$ zapisać można w uproszczonej postaci (Hofmann-Wellenhof et al., 2001; Seeber, 2003):

$$\delta I \approx \mp \frac{40.3}{f^2} TEC(z) \quad (4.26)$$

Znak we wzorach (4.25) i (4.26) zależy od tego, czy δI dotyczy obserwacji kodowych (+) czy też fazowych (-). Jeśli oznaczyć przez ξ_{TEC} stałą opóźnienia jonosferycznego na jednostkę $TECU$ odniesioną do pierwszej częstotliwości nośnej GPS f_1 , to na podstawie wzoru (4.25) można zapisać (Schaer, 1999):

$$\xi_{TEC} = \frac{C_X}{2} \frac{1}{f_1^2} \approx 0.162 \text{ m/TECU} \quad (4.27)$$

gdzie: $f_1 = 1.57542 \text{ GHz}$.

W związku z tym wzór (4.26), po podstawieniu (4.27) dla obserwacji fazowych pierwszej częstotliwości, można zapisać w uproszczonej postaci:

$$\delta I_1 = \xi_{TEC} \cdot TEC(z) \quad (4.28)$$

Obserwacje GPS są źródłem informacji o zachowaniu ośrodka (w tym przypadku jonosfery) w czasie transmisji sygnału, dlatego możliwe jest na ich podstawie wyznaczenie TEC . Równaniem obserwacyjnym wykorzystywanym w tym celu jest kombinacja liniowa „Geometry-free” L_4 (3.30). Składnik opóźnienia jonosferycznego δI_{1AB}^{jk} z równania (3.30), na podstawie (4.28) oraz wykorzystując zależność (4.16), można zapisać w postaci (Schaer, 1999):

$$\delta I_{1AB}^{jk} = \xi_{TEC} \cdot TEC(z) = \xi_{TEC} \cdot F(z) \cdot VTEC(\varphi_g, \lambda_g) \quad (4.29)$$

gdzie:

ξ_{TEC} – jest stałą opóźnienia jonosferycznego (4.27),

$TEC(z)$ – zawartość skośna TEC na drodze satelita s i odbiornik r ,

$F(z)$ – wartość funkcji odwzorowującej (4.16) wyznaczona dla odległości zenitalnej z ,

$VTEC(\varphi_g, \lambda_g)$ – wartość TEC zredukowana do kierunku zenitu (4.15) dla punktu o współrzędnych geomagnetycznych (φ_g, λ_g) ,

φ_g i λ_g – szerokość i długość geomagnetyczna [°] punktu przebiecia jonosfery sygnałem GPS,

$\lambda_g = \lambda_P - \lambda_0$ – długość geomagnetyczna [°] punktu przebiecia jonosfery sygnałem GPS względem pozycji Słońca,

λ_0 – długość geomagnetyczna Słońca [°].

Podstawiając zależność (4.29) do równania kombinacji liniowej „Geometry-free” L_4 (3.30) podwójnych różnic obserwacji fazowych otrzymuje się:

$$L_4 = -\xi_4 \xi_{TEC} (F(z) VTEC(\varphi_g, \lambda_g))_{AB,4}^{jk} + B_{AB,4}^{jk} \quad (4.30)$$

gdzie:

$$\xi_4 = 1 - (f_1^2 / f_2^2) \approx -0.647,$$

$$\xi_4 \xi_{TEC} \approx -0.105 \text{ m/TECU},$$

$$B_{AB,4}^{jk} = \lambda_1 N_{1AB}^{jk} - \lambda_2 N_{2AB}^{jk} \text{ z równania (3.30),}$$

(...) $_{AB}^{jk}$ – indeksy podwójnych różnic obserwacji fazowych (3.12).

Niewiadomymi w równaniu obserwacyjnym (4.30) są więc wartości absolutne TEC wyrażone przez $VTEC(\varphi_g, \lambda_g)$ oraz wartości nieoznaczoności fazy $B_{AB,4}^{jk}$ podwójnych różnic kombinacji liniowej L_4 .

4.3.1.4. Modelowanie jonosfery

Modelowanie jonosfery dla celów prognozy ze względu na jej czasowo-przestrzenną zmienność jest trudne. Modele jonosfery (rozkładu gęstości elektronów N_e) można podzielić na dwie grupy (Seeber, 2003): modele empiryczne (otrzymane na podstawie obserwacji) oraz modele fizyczne (bazujące na zależnościach fizycznych). Modele fizyczne są modelami nieefektywnymi i rzadko wykorzystywanymi w geodezji satelitarnej, a szczególnie w procesie opracowywania obserwacji satelitarnych GPS.

Podstawowym modelem jonosfery jest model Klobuchara transmitowany w depeszy nawigacyjnej (Klobuchar, 1987; Leick, 1995). Zakłada on płaski przebieg TEC w nocy oraz półkosinusowy w ciągu dnia. Założenia te są przybliżeniem „spokojnej” jonosfery i model Klobuchara redukuje tylko ok. 50 – 60% opóźnienia jonosferycznego (Georgiadou and Kleusberg, 1988; Leick, 1995).

Modelem globalnym jest model *IRI* (ang. International Reference Ionosphere), realizowany jako projekt międzynarodowy sponsorowany przez COSPAR (ang. Committee on Space Research) oraz URSI (ang. International Union of Radio Science). Model ten bazuje na obserwacjach światowej sieci jonosond, jest aktualizowany corocznie podczas spotkania roboczego *IRI*, a także dostępny w internecie <http://nssdc.gsfc.nasa.gov/space/model/ionos/iri.html>. Model *IRI* opisuje gęstość

elektronów, temperaturę elektronów i jonów, skład jonów oraz zawartość elektronów w przedziale wysokości od 50 km do 2000 km (Bilitza, 2001).

Na rysunku 4.17 przedstawiono mapy stanu jonosfery (rozkład TEC) otrzymane z modelu jonosfery IRI na godz. 13:00 czasu UT w okresach niskiej (rok 1996) i wysokiej (rok 2000) aktywności słonecznej z wykorzystaniem oprogramowania IRI -Windows opracowanego w UMass Lowell Center for Atmospheric Research, University of Massachusetts Lowell <http://umlcar.uml.edu/IRI-2001/>.

Powszechnie jednak do parametryzacji TEC w skali globalnej GIM (ang. Global Ionosphere Model) używane są funkcje kuliste, gdzie $VTEC(\varphi_g, \lambda_g)$ wyraża się wzorem (Schaer, 1999):

$$VTEC(\varphi_g, \lambda_g) = \sum_{n=0}^{n_{max}} \sum_{m=0}^n \tilde{P}_{nm}(\sin \varphi_g) \left(\tilde{C}_{nm} \cos(m \lambda_g) + \tilde{S}_{nm} \sin(m \lambda_g) \right) \quad (4.31)$$

gdzie:

n_{max} – maksymalny stopień rozwinięcia funkcji kulistej,

$\tilde{P}_{nm} = N_{nm} P_{nm}$ – znormalizowana stowarzyszona funkcja Legendre'a stopnia n i rzędu m ,

N_{nm} – funkcja normalizująca,

P_{nm} – klasyczna, nieznormalizowana funkcja Legendre'a,

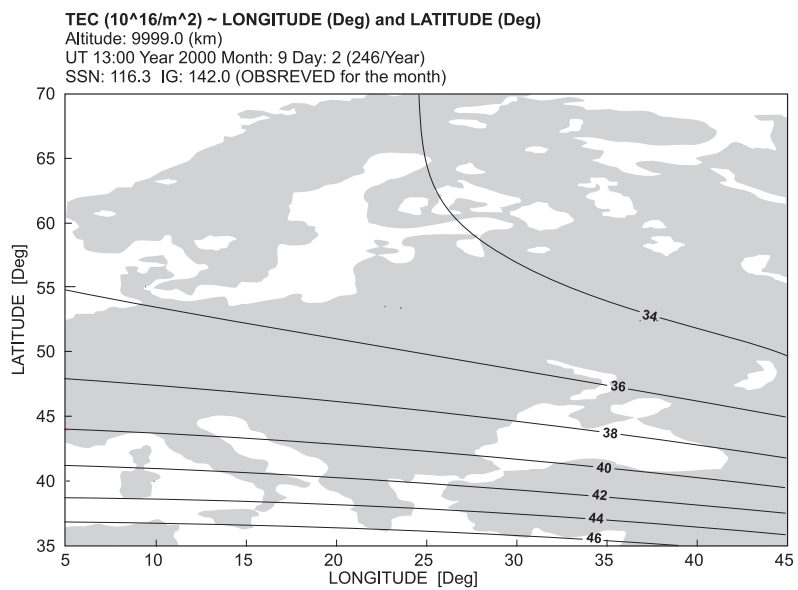
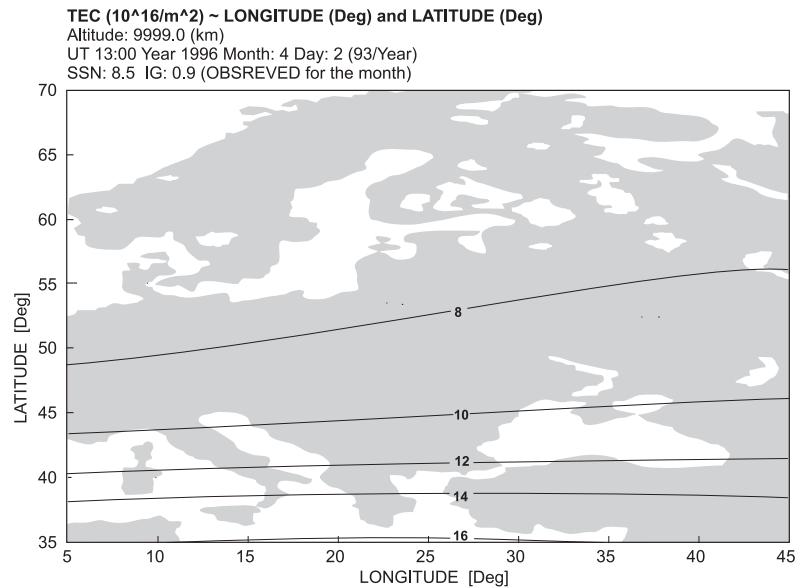
$\tilde{C}_{nm}, \tilde{S}_{nm}$ – nieznanne współczynniki funkcji kulistej, będące parametrami stanu globalnej jonosfery.

Mapy globalne jonosfery GIM (modele rozkładu TEC) są generowane codziennie przez centrum analiz $IGS CODE$ (ang. Center of Orbit Determination of Europe). TEC jest modelowany szeregiem funkcji kulistych (4.31) stopnia 15 i rzędu 15.

Na rysunku 4.18 pokazano mapy stanu jonosfery nad Europą, otrzymane z modeli jonosfery $CODE$, wyznaczone w oparciu o wzór (4.31) na godz. 13:00 czasu UT w okresach niskiej (rok 1996) i wysokiej (rok 2000) aktywności słonecznej (Bosy et al., 2003; Figurski et al., 2003).

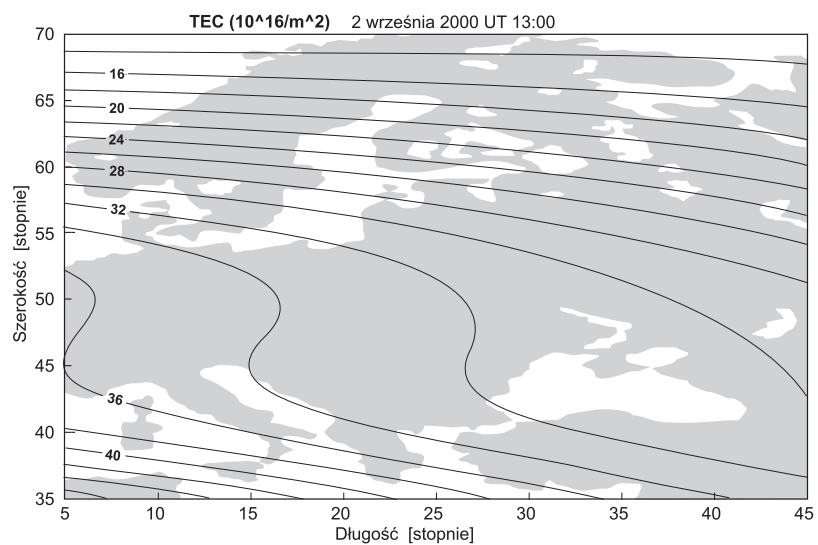
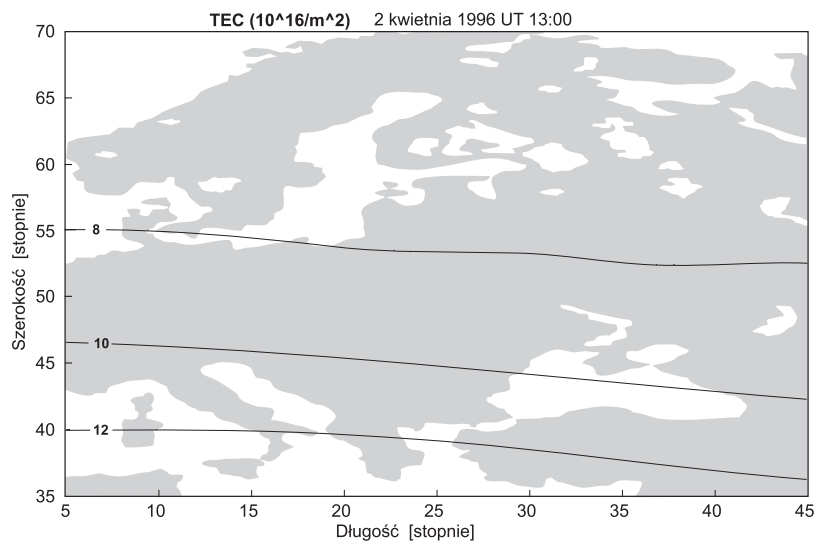
Zarówno na podstawie modelu IRI (rys. 4.17), jak i modelu globalnego $CODE$ (rys. 4.18) widać, że wartości TEC nad Polską są 3-krotnie wyższe w okresie wysokiej aktywności słonecznej (2 sierpnia 2000 r.) niż podczas okresu niskiej aktywności słonecznej (2 kwietnia 1996 r.). Porównania wartości TEC otrzymanych z modelu IRI oraz z modelowania obserwacji z wykorzystaniem rozwinięcia (4.31) przedstawiono w pracy (Figurski and Wielgosz, 2002).

Modelem pozwalającym na korektę obserwacji fazowych GPS dla jednej częstotliwości jest model Georgiadou i Kleusberga (Georgiadou and Kleusberg, 1988).



Rys. 4.17. Mapy globalne stanu jonosfery otrzymane z modelu jonosfery *IRI* w okresach niskiej (1996 r.) i wysokiej (2000 r.) aktywności słonecznej (13:00 UT, obszar nad Europą Środkową)

Fig. 4.17. *IRI* global ionosphere maps for low (year 1996) and high (year 2000) solar activity (13:00 UT, windowed over Central Europe)



Rys. 4.18. Mapy globalne stanu jonosfery otrzymane z modeli jonosfery *CODE* w okresach niskiej (1996 r.) i wysokiej (2000 r.) aktywności słonecznej (13:00 UT, obszar nad Europą Środkową)
 Fig. 4.18. *CODE* global ionosphere maps for low (year 1996) and high (year 2000) solar activity (13:00 UT, windowed over Central Europe)

Jest to model o charakterze regionalnym lub lokalnym i bazuje na dwuwymiarowym szeregu Taylora gdzie $VTEC(\varphi_g, \lambda_g)$:

$$VTEC(\beta, s) = \sum_{n=0}^{n_{max}} \sum_{m=0}^{m_{max}} E_{nm} (\varphi_g - \varphi_{g_0})^n (\lambda_g - \lambda_{g_0})^m \quad (4.32)$$

gdzie:

n_{max}, m_{max} – maksymalny stopień rozwinięcia w szereg Taylora odpowiednio dla szerokości i długości,

E_{nm} – nieznanne współczynniki rozwinięcia w szereg Taylora,

$(\varphi_{g_0}, \lambda_{g_0})$ – geomagnetyczne współrzędne początkowe rozwinięcia [°].

Innym modelem o charakterze regionalnym jest model bazujący na parametryzacji TEC szeregiem funkcji kulistych (4.31) jak w modelu globalnym. Jest to rozwinięcie stopnia 12 i rzędu 8 (Schaer, 1999; Figurski et al., 2000). Przykładem jego zastosowania jest regionalny model jonosfery dla Europy $WUTE$, generowany, między innymi przez lokalne centrum analiz $EPN WUTE$ na Politechnice Warszawskiej (Figurski, 2001). Istotnym problemem przy wyznaczaniu modelu regionalnego jest określenie rozdzielczości w czasie Δt , którą w układzie rotującym ze Słońcem definiuje się poprzez różnicę minimalnej i maksymalnej długości geograficznych stacji śledzących $\Delta\lambda_0 = \lambda_2 - \lambda_1$ według zależności (Schaer, 1999):

$$\Delta t = \frac{2\Delta\lambda_{max} + \Delta\lambda_0}{2\pi} \quad (4.33)$$

gdzie:

$\sin \Delta\lambda_{max} = \frac{\sin \Delta z_{max}}{\cos \varphi_0} \Delta t$ – rozdzielczość w czasie modelu regionalnego TEC (wartość wyrażona w dniach),

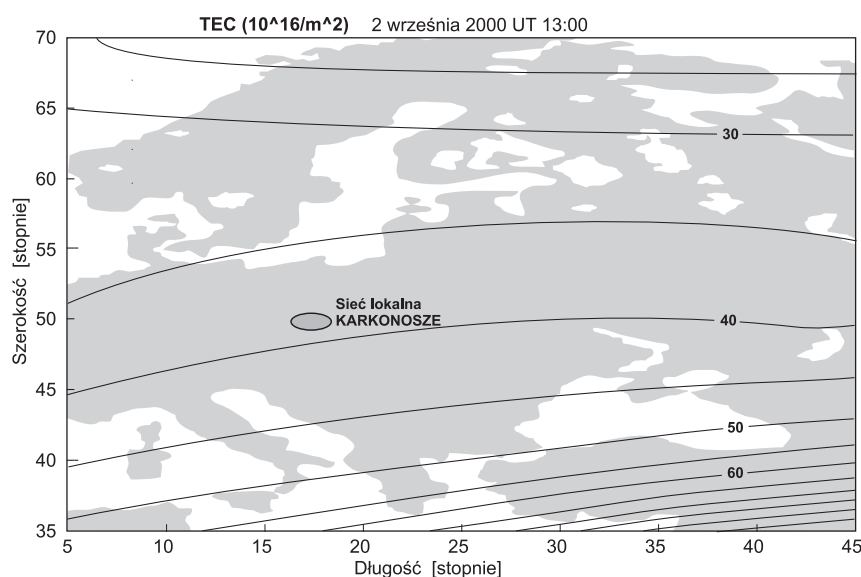
$\Delta\lambda_0$ – zasięg sieci w długości geodezyjnej lub zero w przypadku modelu dla określonej stacji,

Δz_{max} – maksymalny kąt środkowy warstwy jonosferycznej obserwowany przez pojedynczy odbiornik,

φ_0 – średnia szerokość geodezyjna analizowanej sieci.

Zakładając dla modelu regionalnego $\Delta\lambda_0 \approx 45^\circ$, zgodnie z (4.33) otrzymuje się rozdzielczość ok. 7 godzin. Oznacza to, że model regionalny można parametryzować szeregiem funkcji kulistych (4.31) w interwałach nie krótszych aniżeli 7 godzin. Skrócenie interwału obserwacji może spowodować wprowadzenie dużych błędów lub wprost brak możliwości wyznaczanych wartości TEC (Bosy et al., 2003; Figurski et al., 2003).

Na potrzeby sieci lokalnych został opracowany lokalny model jonosfery, który stanowi zagęszczenie modelu regionalnego. Modelowanie wykonywane jest z wykorzystaniem funkcji kulistych (4.31), tak jak w przypadku modelu regionalnego, ale przy budowie modelu oprócz obserwacji ze stacji permanentnych wykorzystywane są obserwacje z wybranych punktów sieci lokalnych (Bosy et al., 2003). Przykładem takiego modelu lokalnego jest model $WUTE-L$ (rys. 4.19), który stanowi zmodyfikowany model regionalny $WUTE$, poprzez dodanie obserwacji satelitarnych GPS z wybranych epokowych stacji lokalnych sieci geodynamicznej $SUDETY$ (Schenk et al., 1999).

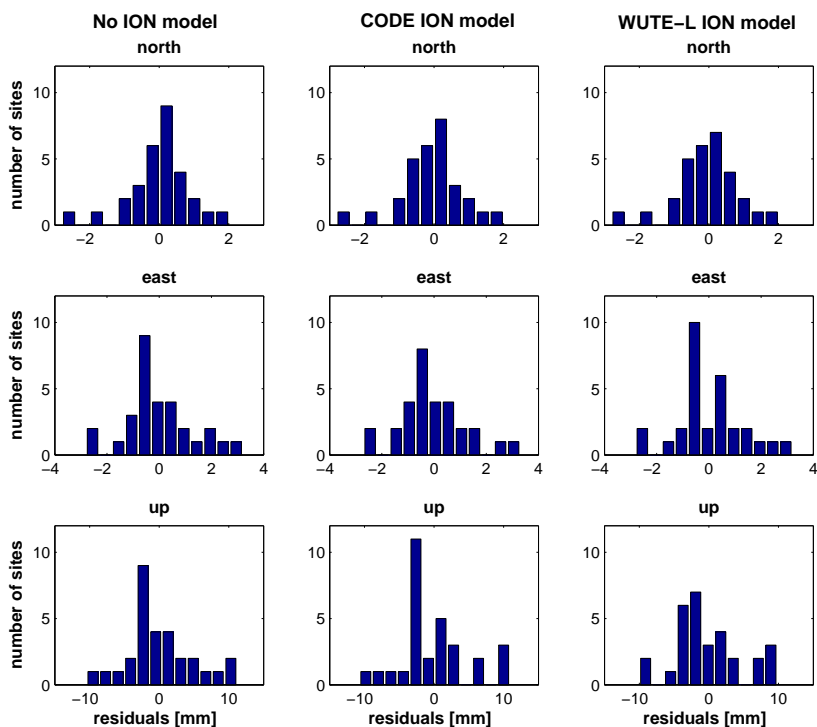


Rys. 4.19. Mapa jonosfery dla regionu Europy: model $WUTE-L$ – 13:00 UT
 Fig. 4.19. Ionosphere map for European region: $WUTE-L$ model – 13:00 UT

Szczegółowe omówienie modelu $WUTE-L$ przedstawiono w pracach (Bosy et al., 2003; Figurski et al., 2003). Modele regionalne $WUTE$ lub lokalne $WUTE-L$ mają większą rozdzielczość aniżeli modele globalne i lepiej oddają rozkład elektronów w jonosferze nad obszarami objętymi sieciami lokalnymi GPS (Bosy et al., 2003). Różnice pomiędzy modelem globalnym $CODE$ (rys. 4.18) a lokalnym $WUTE-L$ (rys. 4.19), nad obszarem Polski w okresie dużej aktywności słonecznej (rok 2000), sięgają wartości około 5 $TECU$.

Modele regionalne i lokalne jonosfery mogą zastępować ich odpowiedniki globalne w procesie wyznaczenia nieoznaczoności (Bosy et al., 2003; Figurski et al., 2003). Wprowadzenie *a priori* modelu jonosfery (globalnego $CODE$ lub lokalnego $WUTE-L$) do procesu rozwiązania nieoznaczoności nie podniosło dokładności rozwiązania w przypadku *Strategii 1* (rozdział 3.4.1.2). W przypadku *Strategii 2* (rozdział 3.4.1.2) widoczny jest wzrost poziomu rozwiązanych nieoznaczoności dla

większości niezależnych wektorów (Bosy et al., 2003; Bosy and Figurski, 2003).



Rys. 4.20. Histogram rozkładu residuów (porównanie współrzędnych punktów sieci dla poszczególnych sesji obserwacyjnych względem rozwiązania kombinowanego w mm – błędy średnie RMS residuów współrzędnych) dla *Strategii 2* z wprowadzonymi a priori różnymi modelami jonosfery na etapie rozwiązywania nieoznaczoności ($DOY246$: 2 września 2000) (Bosy et al., 2003)

Fig. 4.20. Histogram of residuals distribution (comparison of station coordinates with respect to the combined solution in mm – RMS of individual coordinate residuals) for *Strategy 2* using three different a priori ionosphere models on the stage of ambiguity solution ($DOY246$: 2 September 2000, $DOY247$: 3 September 2000) (Bosy et al., 2003)

W lokalnych sieciach geodynamicznych położonych na obszarze Dolnego Śląska obserwacje satelitarne prowadzone są okresowo (corocznie), mają więc charakter epokowy. Obserwacje wykonywane są z wykorzystaniem zróżnicowanych instrumentów (odbiornik, antena), nie zawsze spełniają więc warunki metody QIF (rozdział 3.4.1.2). Rozwiązanie nieoznaczoności w tych sieciach wykonywane jest z zastosowaniem procedury przedstawionej w *Strategii 2* (Bosy et al., 2003).

Na rysunku 4.20 przedstawiono wpływ wprowadzania *a priori* modelu jonosfery w procesie rozwiązania nieoznaczoności według *Strategii 2* na wyznaczone współrzędne punktów precyzyjnej sieci lokalnej na przykładzie sieci *SUDETY* (Schenk et al., 2002). Błędy średnie współrzędnych punktów uzyskano na podobnym poziomie dla wszystkich rozwiązań, tzn. $2 \div 4$ mm dla składowych horyzontalnych (*north* i *east*) oraz ok. 9 mm dla składowej wysokościowej (*up*). Wprowadzenie modelu jonosfery zarówno: *CODE*, jak i *WUTE – L* nie wpływa zatem na dokładność wyznaczanych współrzędnych.

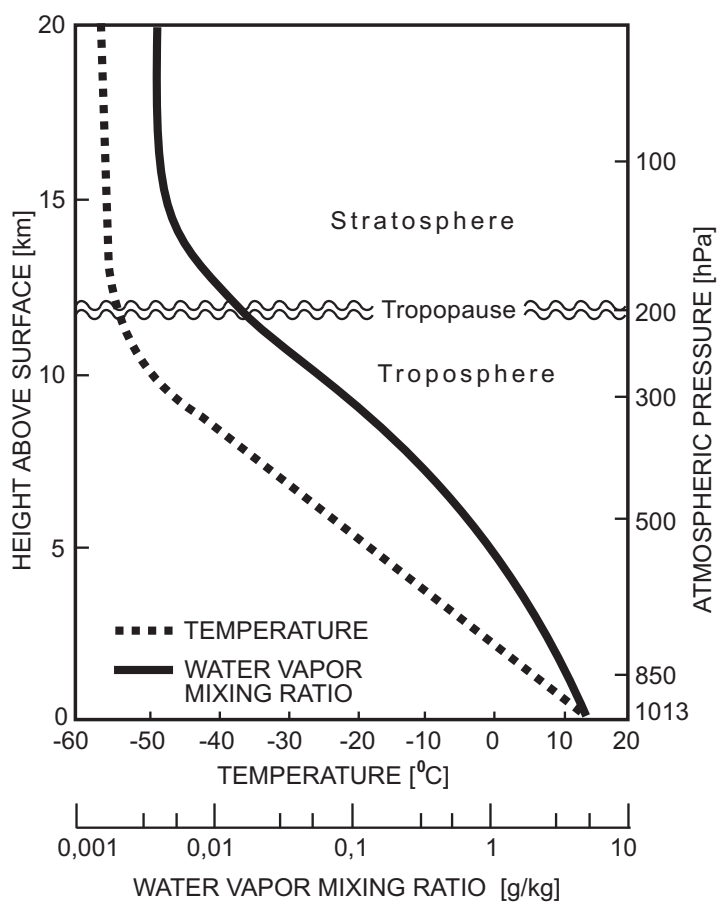
W procesie modelowania jonosfery w skali regionalnej wykorzystywane są także znane metody: *Krigingu KR* i *Wielokwadratowa MQ* (Wielgosz et al., 2003). Modelowanie jonosfery z wykorzystaniem tych metod pozwoliło, tak jak w przypadku powyższym, podnieść rozdzielczość w stosunku do modeli globalnych *GIM*.

Modele jonosfery (rozkłady *TEC*) zarówno globalne, regionalne, jak i lokalne dostępne są obecnie w formacie wewnętrznym *ION* programu ***Bernese GPS Software*** (Hugentobler et al., 2001), a także formacie otwartym *IONEX* (Hugentobler et al., 2004).

Oprócz powyższych modeli, które mogą być wykorzystywane do opracowania wykonanych wcześniej obserwacji GPS (ang. *postprocessing*), tworzone są aktualnie modele w czasie rzeczywistym (ang. *rapid models*) oraz krótkookresowe prognozy stanu jonosfery. Mają one zastosowanie w pozycjonowaniu w czasie rzeczywistym. Modele te bazują na modelu Klobuchara (Klobuchar, 1987), ale pozwalają na większą redukcję błędów spowodowanych refrakcją jonosferyczną.

4.3.2. Refrakcja troposferyczna

Troposferą nazywamy najniższą warstwę atmosfery ziemskiej od poziomu morza do wysokości około 12 km i charakteryzującą się prawie liniowym spadkiem temperatury wraz z wysokością. Kolejna warstwa to tropopauza. Jest to cienka warstwa pomiędzy 12 a 16 km, gdzie temperatura jest stała w przedziale od -60 do -80°C . Trzecia warstwa to stratosfera (od 16 do 50 km). Zmiany temperatury są w tej warstwie niewielkie. Na rysunku 4.21 przedstawiono schemat warstwy atmosfery do wysokości 20 km oraz średnie rozkłady pionowe temperatury i gęstości pary wodnej w skali logarytmicznej według Mocklera (Mockler, 1995).



Rys. 4.21. Schemat warstwy atmosfery (troposfera, stratosfera i tropopauza) do wysokości 20 km (Mockler, 1995)

Fig. 4.21. Schematic of the tropospheric and stratospheric layers and the tropopause up to 20 km (Mockler, 1995)

Troposfera jest ośrodkiem niedispersyjnym (neutralnym) dla fal o częstotliwości do 15 GHz, dlatego propagacja obu częstotliwości GPS nie jest wzajemnie skorelowana. Wpływ troposfery na sygnał GPS (tzw. refrakcja lub opóźnienie troposferyczne) nie jest więc możliwy do wyeliminowania poprzez kombinacje liniowe dwóch częstotliwości jak w przypadku refrakcji jonosferycznej. Opóźnienie troposferyczne można podzielić na część suchą (hydrostatyczną) oraz mokrą. Część hydrostatyczna w kierunku zenitu $\delta T_{d,0}$ (Zenith Hydrostatic Delay) może być precyzyjnie wyznaczona na podstawie naziemnych pomiarów meteorologicznych bądź na podstawie modelu tzw. atmosfery standardowej. Część mokra w kierunku zenitu $\delta T_{w,0}$ (Zenith Wet Delay) jest trudna do modelowania ze względu na niejednorodny rozkład pary wodnej w atmosferze (Schüler, 2001).

4.3.2.1. Modelowanie opóźnienia troposferycznego

Odległość S , jaką pokonuje fala elektromagnetyczna pomiędzy źródłem a odbiornikiem w neutralnej atmosferze (troposferze) wzdłuż drogi s (ang. ray path), przedstawia zależność (Mendes, 1999; Kleijer, 2004):

$$S = \int c dt = \int \frac{c}{v} dsr = \int_{sr} n(sr) dsr \quad (4.34)$$

gdzie:

sr – droga fali elektromagnetycznej od satelity s do odbiornika r [m],

c – prędkość światła w próżni [m/s],

$v = ds/dt$ – prędkość propagacji [m/s],

$n = c/v$ – współczynnik załamania troposfery [-].

Odległość S jest dłuższa aniżeli bezpośrednia odległość geometryczna L w próżni, którą można wyrazić wzorem:

$$L = \int_l dl \quad (4.35)$$

gdzie:

l – geometryczna droga fali elektromagnetycznej w próżni [m].

W związku z tym wydłużenie drogi w kierunku satelita-odbiornik spowodowane troposferą δT można na podstawie zależności (4.34) i (4.35) zapisać (Mendes, 1999):

$$\delta T = S - L = \int_{sr} n(sr) dsr - \int_l dl = \int_{sr} (n(sr) - 1) dsr + \left[\int_{sr} dsr - \int_l dl \right] \quad (4.36)$$

Pierwszy człon prawej strony równania (4.36) stanowi opóźnienie spowodowane refrakcją troposferyczną, natomiast drugi spowodowany ugięciem promienia nosi

nazwę opóźnienia geometrycznego. Ma on znaczący wpływ na opóźnienie w przypadku sygnałów pochodzących od niskich satelitów (poniżej 10°) i równe jest zero w kierunku zenitu (Mendes, 1999).

Aby nie posługiwać się współczynnikiem załamania troposfery n , którego wartość jest niewiele większa od jedności, wprowadzono pojęcie wskaźnika refrakcji N^{trop} , który wyraża się jako:

$$N^{trop} = (n - 1) \cdot 10^6 \quad (4.37)$$

Opóźnienie troposferyczne δT na drodze s po uwzględnieniu tylko pierwszego członu równania (4.36) wynosi:

$$\delta T = \int_{sr} (n(sr) - 1) dsr = 10^{-6} \int_{sr} N^{trop} dsr \quad (4.38)$$

Wskaźnik refrakcji N^{trop} z równania (4.37) można podzielić (Hopfield, 1969) na część suchą (hydrostatyczną) N_d^{trop} i mokrą (spowodowaną parą wodną) N_w^{trop} , spełniającą następującą zależność:

$$N^{trop} = N_d^{trop} + N_w^{trop} \quad (4.39)$$

Okolo 90% opóźnienia troposferycznego spowodowanego refrakcją wywodzi się z suchej części troposfery; zależy głównie od ciśnienia atmosferycznego na powierzchni Ziemi i dlatego jest łatwe do modelowania. Pozostałe 10% całkowitego opóźnienia troposferycznego zależy od rozkładu pary wodnej w atmosferze (część mokra troposfery) i jest trudne do modelowania (Teunisen and Kleusberg, 1998; Rothacher, 1999; Hofmann-Wellenhof et al., 2001; Bosy and Figurski, 2003).

Na podstawie (Thayer, 1974) można dla fal o częstotliwości poniżej 20 GHz człony równania (4.39) wyrazić jako funkcje temperatury, ciśnienia oraz prężności pary wodnej na wysokości anteny odbiorczej:

$$\begin{aligned} N^{trop} &= k_1 \frac{P_d}{T_K} Z_d^{-1} + \left[k_2 \frac{e}{T_K} + k_3 \frac{e}{T_K^2} \right] Z_w^{-1} \\ N^{trop} &= N_d^{trop} + N_w^{trop} \end{aligned} \quad (4.40)$$

gdzie:

k_i – współczynniki wyznaczone empirycznie (Mendes, 1999) [$^\circ K hPa^{-1}$],

P_d – ciśnienie powietrza suchego na wysokości anteny odbiorczej (składowa sucha d) [hPa],

e – ciśnienie pary wodnej na wysokości anteny odbiorczej (składowa mokra w) [hPa],

T_K – temperatura na wysokości anteny odbiorczej w [$^\circ K$],

Z_d^{-1} i Z_w^{-1} współczynniki ściśliwości powietrza odpowiednio dla części suchej i mokrej wyznaczone empirycznie (Owens, 1967).

Wartości e i P_d wyrazić można następującymi wzorami (Kleijer, 2004):

$$e = \rho_w R_w T_K \quad ; \quad P_d = P - e = \rho_d R_d T_K, \quad (4.41)$$

gdzie:

P – ciśnienie powietrza na wysokości anteny odbiorczej (suchego i mokrego) [hPa],

ρ_d i ρ_w – gęstość mas powietrza odpowiednio dla składowej suchej d i mokrej w [$kg\ m^{-3}$],

R_d i R_w – stała gazu odpowiednio dla składowej suchej d i mokrej w , wyznaczone empirycznie (Owens, 1967) [$J\ kg^{-1}\ ^\circ K^{-1}$].

W pracy (Davis et al., 1985) przedstawiono alternatywne rozdzielanie wskaźnika refrakcji N^{trop} na część suchą (d) i mokrą (w):

$$\begin{aligned} N^{trop} &= k_1 R_d \rho_d + k_2 R_w \rho_w + k_3 \frac{e}{T_K^2} Z_w^{-1} \\ &= k_1 R_d \rho_m - k_1 R_d \rho_w + k_2 R_w \rho_w + k_3 \frac{e}{T_K^2} Z_w^{-1} \\ &= k_1 R_d \rho_m + \left[k_2 - k_1 \frac{R_d}{R_w} \right] R_w \rho_w + k_3 \frac{e}{T_K^2} Z_w^{-1} \end{aligned} \quad (4.42)$$

gdzie:

$\rho_m = \rho_d + \rho_w$ – całkowita gęstość mas powietrza wilgotnego (składowa sucha i mokra) [$kg\ m^{-3}$].

Na tej podstawie można zdefiniować nowy współczynnik (Mendes, 1999; Kleijer, 2004):

$$k'_2 = k_2 - k_1 \frac{R_d}{R_w} \quad (4.43)$$

Po podstawieniu (4.43) do równania (4.42) otrzymuje się:

$$\begin{aligned} N^{trop} &= k_1 R_d \rho_m + \left[k'_2 \frac{e}{T_K} + k_3 \frac{e}{T_K^2} \right] Z_w^{-1} \\ N^{trop} &= N_d^{trop} + N_w^{trop} \end{aligned} \quad (4.44)$$

W tabeli 4.5 przedstawiono wartości współczynników k_i wyznaczonych empirycznie na podstawie wybranych publikacji z pracy (Mendes, 1999).

Analogicznie do równania (4.39) zależność (4.38) można rozdzielić na część suchą i mokrą i zapisać w następującej postaci:

$$\delta T = \delta T_d + \delta T_w = 10^{-6} \int_s N_d^{trop} ds + 10^{-6} \int_s N_w^{trop} ds \quad (4.45)$$

Tabela 4.5. Wartości współczynników k_i wyznaczonych empirycznie
 Table 4.5. Empirical values of coefficients k_i

Publikacja Reference	k_1 [$^{\circ}K hPa^{-1}$]	k_2 [$^{\circ}K hPa^{-1}$]	k_3 $10^5[^{\circ}K hPa^{-1}]$	k'_2 [$^{\circ}K hPa^{-1}$]
(Boudouris, 1963)	77.59 ± 0.08	72 ± 11	3.75 ± 0.03	24 ± 11
(Smith and Weintraub, 1953)	77.61 ± 0.01	72 ± 9	3.75 ± 0.03	24 ± 9
(Thayer, 1974)	77.60 ± 0.01	64.79 ± 0.08	3.776 ± 0.004	17 ± 10

Oznaczając przez δT_0 całkowite opóźnienie troposferyczne w kierunku zenitu, zależność (4.38) można zapisać następująco:

$$\delta T_0 = \int_z (n - 1) dz = 10^{-6} \int_z N_0^{trop} dz \quad (4.46)$$

a następnie rozwinąć analogicznie do równania (4.45) do postaci:

$$\delta T_0 = \delta T_{d,0} + \delta T_{w,0} = 10^{-6} \int_z N_{d,0}^{trop} dz + 10^{-6} \int_z N_{w,0}^{trop} dz \quad (4.47)$$

gdzie:

$\delta T_{d,0}$, $\delta T_{w,0}$ – są opóźnieniami w zenicie, odpowiednio dla składnika suchego i mokrego,

$N_{d,0}^{trop}$, $N_{w,0}^{trop}$ – są wskaźnikami refrakcji w zenicie, odpowiednio dla składnika suchego i mokrego.

Opóźnienie troposferyczne δT (4.38) jest funkcją odległości zenitalnej z bądź wysokości $\varepsilon = (90 - z)$ satelity i można je zapisać następującym wzorem:

$$\delta T(z) = m(z) \delta T_0 \quad (4.48)$$

gdzie:

$m(z)$ – funkcja odwzorowująca opóźnienie troposferyczne z kierunku zenitu ($z = 0$) na kierunek do satelity (odległości zenitalnej) z lub z płaszczyzny horyzontu na kierunek do satelity (wysokości) $\varepsilon = (90 - z)$.

Po rozdzieleniu całkowitego opóźnienia $\delta T(z)$ na składowe suchą (hydrostatyczną) i mokrą wzór (4.48) przyjmuje następującą postać:

$$\delta T(z) = m_d(z) \cdot \delta T_{d,0} + m_w(z) \cdot \delta T_{w,0} \quad (4.49)$$

gdzie:

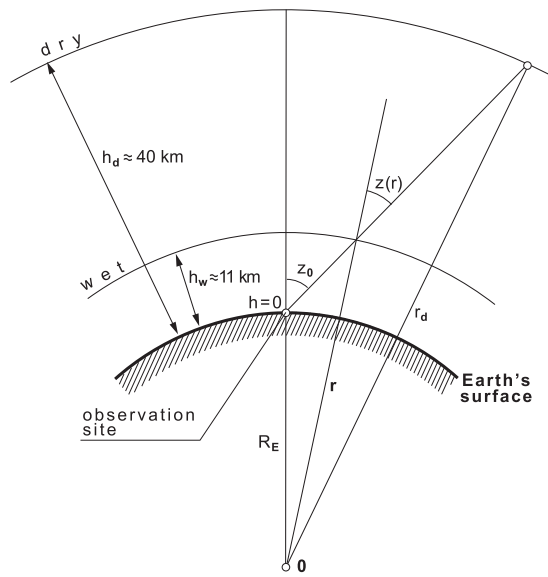
$m_d(z)$, $m_w(z)$ – funkcje odwzorowujące dla składnika suchego i mokrego.

W dalszej części zostaną omówione modele *a priori* (modele deterministyczne), funkcje odwzorowujące opóźnienie troposferyczne z kierunku zenitu na kierunek do satelity, korekty czasowe (model stochastyczny) oraz włączenie gradientu opóźnienia troposferycznego do modelowania opóźnienia troposferycznego.

4.3.2.2. Modelowanie opóźnienia troposferycznego w kierunku do satelity – modele podstawowe *a priori* (deterministyczne)

Jako jedna z pierwszych badania związane z wyznaczeniem opóźnienia troposferycznego przeprowadziła Helen Hopfield, która podała zależność N_d^{trop} od wysokości h na powierzchni Ziemi (rys. 4.22) określaną modelem Hopfield (Hopfield, 1969):

$$N_d^{trop}(h) = N_{d,0}^{trop} \left[\frac{h_d - h}{h_d} \right]^4 \quad (4.50)$$



Rys. 4.22. Grubości warstw troposfery i geometria opóźnienia troposferycznego
Fig. 4.22. Thickness of polytropic layers of the troposphere and geometry of the troposphere path delay

Wysokość warstwy suchej h_d [m] (rys. 4.22) we wzorze (4.50) została przez Hopfield wyznaczona empirycznie na podstawie danych z pomiarów balonowych (Seeber, 2003) i wynosi:

$$h_d = 40\,136 + 148.72(T_K - 273.16). \quad (4.51)$$

gdzie: T_K to temperatura na wysokości anteny odbiornika w [$^{\circ}K$].

Dla składowej mokrej N_w^{trop} wyraża się wzorem (Hopfield, 1969):

$$N_w^{trop}(h) = N_{w,0}^{trop} \left[\frac{h_w - h}{h_w} \right]^4 \quad (4.52)$$

gdzie: $h_w \approx 11\,000$ [m] (rys. 4.22).

Opóźnienie troposferyczne w modelu Hopfield (Hopfield, 1969, 1971) można zapisać wzorem:

$$\delta T = \frac{10^{-6}}{5} \left[\frac{N_{d,0}^{trop} h_d}{\sin \sqrt{\varepsilon^2 + 6.25}} + \frac{N_{w,0}^{trop} h_w}{\sin \sqrt{\varepsilon^2 + 2.25}} \right] \quad (4.53)$$

gdzie: $1/\sin \sqrt{\varepsilon^2 + 6.25} = m_d(\varepsilon)$, $1/\sin \sqrt{\varepsilon^2 + 2.25} = m_w(\varepsilon)$ to funkcje odwzorowujące dla składnika suchego i mokrego (Seeber, 2003).

Równanie (4.49) można zapisać za (Hofmann-Wellenhof et al., 2001):

$$\delta T = m_d(\varepsilon) \frac{10^{-6}}{5} 77.64 \frac{P}{T_K} h_d + m_w(\varepsilon) \frac{10^{-6}}{5} (-12.96 T_K + 3.718 \cdot 10^5) \frac{e}{T_K^2} h_w \quad (4.54)$$

gdzie: T_K , P , e – odpowiednio pomierzone parametry atmosferyczne: temperatura w $[^\circ K]$, ciśnienie w $[hPa]$ oraz ciśnienie pary wodnej w $[hPa]$ na wysokości anteny.

Drugim modelem jest zmodyfikowany model Hopfield (Goad and Goodman, 1974), gdzie zależność N_d^{trop} od wysokości h (4.50) została zastąpiona długością wektora pozycji (Hofmann-Wellenhof et al., 2001). Zgodnie z oznaczeniami na rysunku 4.22 zależność (4.50) można zapisać:

$$N_d^{trop}(r) = N_{d,0}^{trop} \left[\frac{r_d - r}{r_d - R_E} \right]^4 \quad (4.55)$$

gdzie: $r_d = R_E + h_d$, a $r = R_E + h$. W przypadku składowej mokrej N_w^{trop} (4.52) można analogicznie opisać wzorem:

$$N_w^{trop}(r) = N_{w,0}^{trop} \left[\frac{r_w - r}{r_w - R_E} \right]^4 \quad (4.56)$$

Na podstawie wyprowadzeń przedstawionych w pracy (Hofmann-Wellenhof et al., 2001) opóźnienie troposferyczne dla składowej suchej (d) przedstawić można wzorem:

$$\delta T_d = \frac{10^{-6} N_{d,0}^{trop}}{(r_d - R_E)^4} \int_{r=R_E}^{r=r_d} \frac{r(r_d - r)^4}{\sqrt{r^2 - R_E^2 \sin^2 z_0}} dr \quad (4.57)$$

znany pod nazwą zmodyfikowanego modelu Hopfield. Dla składowej mokrej (w) natomiast:

$$\delta T_w = \frac{10^{-6} N_{w,0}^{trop}}{(r_w - R_E)^4} \int_{r=R_E}^{r=r_w} \frac{r(r_w - r)^4}{\sqrt{r^2 - R_E^2 \sin^2 z_0}} dr \quad (4.58)$$

gdzie funkcje odwzorowujące odległości zenitalnej $z = z(r)$ zgodnie z rysunkiem 4.22 wyraża wzór:

$$m_d(z) = m_w(z) = \frac{1}{\cos(z)} = \frac{r}{\sqrt{r^2 - R_E^2 \sin^2 z_0}} \quad (4.59)$$

Metody rozwiązania całek ze wzorów (4.57) i (4.58) jako rozwinięcia w szereg przedstawiono w pracy (Goad and Goodman, 1974).

Trzecim modelem w tej grupie jest model Saastamoinena (Saastamoinen, 1973). W modelu tym całkowite opóźnienie troposferyczne δT wynosi:

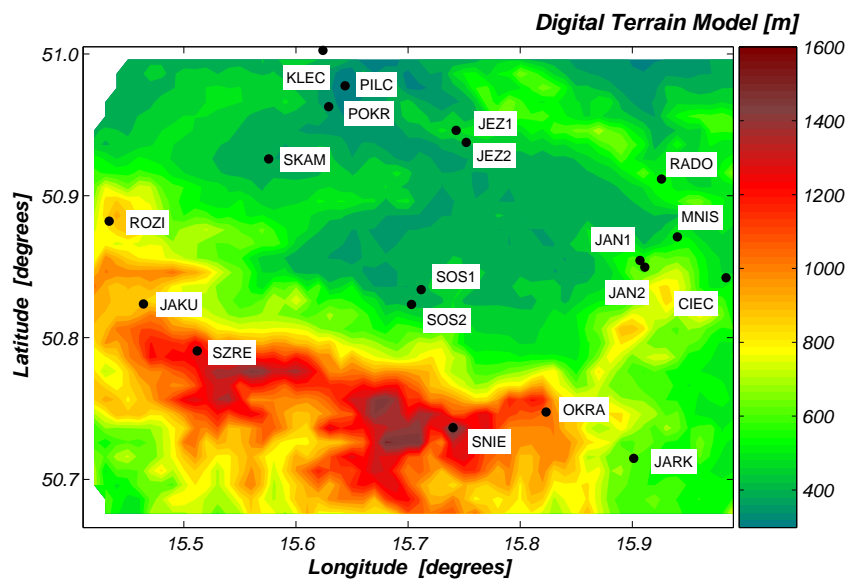
$$\delta T = \frac{0.002277}{\cos z} \left[P + \left(\frac{1255}{T_K} + 0.05 \right) e - \text{tg}^2 z \right] \quad (4.60)$$

gdzie: T_K , P , e – pomierzone parametry atmosferyczne: temperatura w [$^{\circ}K$], ciśnienie w [hPa] oraz ciśnienie pary wodnej w [hPa] na wysokości anteny, a funkcja odwzorowująca $m(z) = m_d(z) = m_w(z) = 1/\cos z$.

Model Saastamoinena (4.60) został zmodyfikowany przez wprowadzenie dwóch korekt B i δR (Baueršima, 1983):

$$\delta T = \frac{0.002277}{\cos z} \left[P + \left(\frac{1255}{T_K} + 0.05 \right) e - B \text{tg}^2 z \right] + \delta R \quad (4.61)$$

gdzie B jest funkcją wysokości punktu obserwacyjnego (anteny odbiorczej), a δR zależy od wysokości i odległości zenitalnej z satelity. Wartości tych korekt są interpolowane na podstawie tabel dostępnych między innymi w pracach (Baueršima, 1983; Hofmann-Wellenhof et al., 2001).



Rys. 4.23. Numeryczny Model Terenu dla obszaru sieci KARKONOSZE
Fig. 4.23. Digital Terrain Model on the area of KARKONOSZE network

W oparciu o modele Hopfield (4.54) i Saastamoinena (4.60) wyznaczono opóźnienie troposferyczne δT dla punktów sieci GPS położonych w terenie górskim na

przykładzie sieci *KARKONOSZE* (Kontny et al., 2002). Na rysunku 4.23 przedstawiono punkty sieci *KARKONOSZE* na tle Numerycznego Modelu Terenu, który został zbudowany na podstawie digitalizacji mapy topograficznej w skali 1:10000 (około 98 tys. punktów).

Przedstawione powyżej modele Hopfield (4.54), zmodyfikowany Hopfield (4.57) i (4.58) oraz Saastamoinena (4.60) są funkcjami powierzchniowych (na wysokości anteny h [m]) parametrów atmosferycznych: T_C , P , H , które w tym przypadku zostały wyznaczone na bazie modelu atmosfery standardowej (Berg, 1948).

$$\begin{aligned} T_C &= T_r - 0.0065 \cdot (h - h_r) \\ P &= P_r \cdot (1 - 0.0000226 \cdot (h - h_r))^{5.225} \\ H &= H_r \cdot e^{-0.0006396 \cdot (h - h_r)} \end{aligned} \quad (4.62)$$

gdzie:

T_C , H – temperatura w [$^{\circ}C$], ciśnienie w [hPa] i wilgotność w [%],

h_r , P_r , T_r , H_r – parametry odniesienia: wysokość [m], ciśnienie [hPa], temperatura [$^{\circ}C$] i wilgotność [%] stosowane w programie **Bernese GPS Software** (Hugentobler et al., 2001, 2004) dla modelu atmosfery standardowej i wynoszące:

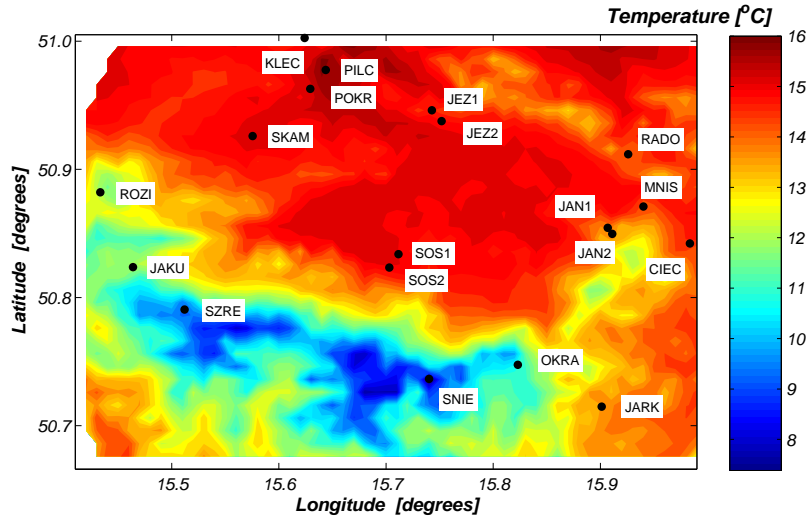
$$h_r = 0 \text{ m}, P_r = 1013.25 \text{ hPa}, T_r = 18 \text{ }^{\circ}C \text{ i } H_r = 50\%.$$

W oparciu o model atmosfery standardowej (4.63) oraz Numeryczny Model Terenu (rys. 4.23) zostały wyznaczone rozkłady parametrów meteorologicznych: temperatury (rys. 4.24), ciśnienia (rys. 4.25) i wilgotności (rys. 4.26) dla obszaru sieci *KARKONOSZE*.

Na rysunku 4.27 przedstawiono różnice między wyznaczonymi wartościami opóźnienia troposferycznego w kierunku zenitu δT_0 dla atmosfery standardowej z wykorzystaniem modeli *a priori*: Saastamoinena (4.60) i Hopfield (4.53) na obszarze sieci *KARKONOSZE* dla jednego dnia obserwacyjnego (*DOY*232) z 2003 roku.

Wartości różnic między opóźnieniem troposferycznym w kierunku zenitu δT_0 , wyznaczonym z modelu Hopfield i Saastamoinena dla przykładu przedstawionego na rysunku 4.27, mieszczą się w przedziale (+12.8 mm, +14.4 mm). Podobne wartości różnic uzyskano dla pozostałych kampanii pomiarowych w sieci *KARKONOSZE*. Wartości tych różnic mieszczą się w zakresie błędu wyznaczenia opóźnienia troposferycznego δT_0 na bazie modelu atmosfery standardowej.

Następnie, dla punktów sieci *KARKONOSZE* z wykorzystaniem programu **Bernese GPS Software** (Hugentobler et al., 2001) wyznaczono opóźnienie troposferyczne w kierunku zenitu δT_0 , uwzględniające model *a priori*: Hopfield (4.54) i Saastamoinena (4.60) oraz korektę czasową (4.118). Na rysunkach 4.28 i 4.29 przedstawiono wyniki wyznaczeń opóźnienia troposferycznego δT_0 dla dwóch punktów sieci *KARKONOSZE*.

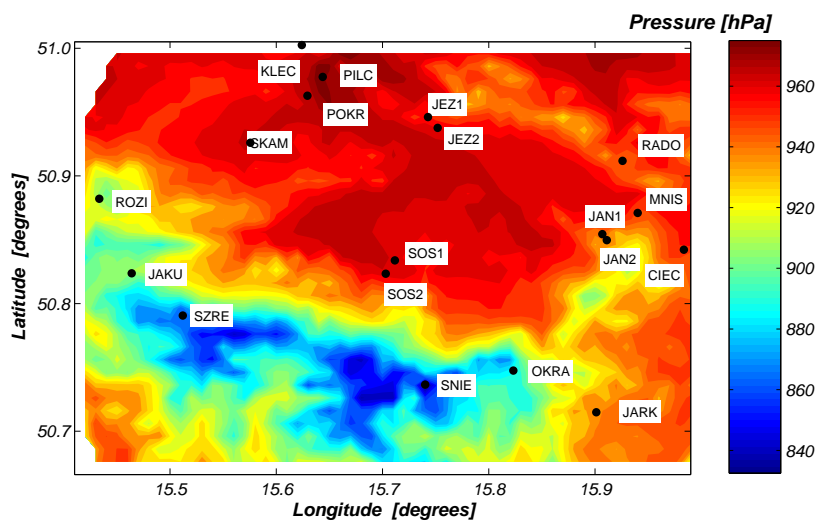


Rys. 4.24. Model atmosfery standardowej na obszarze sieci *KARKONOSZE* :
rozkład temperatury

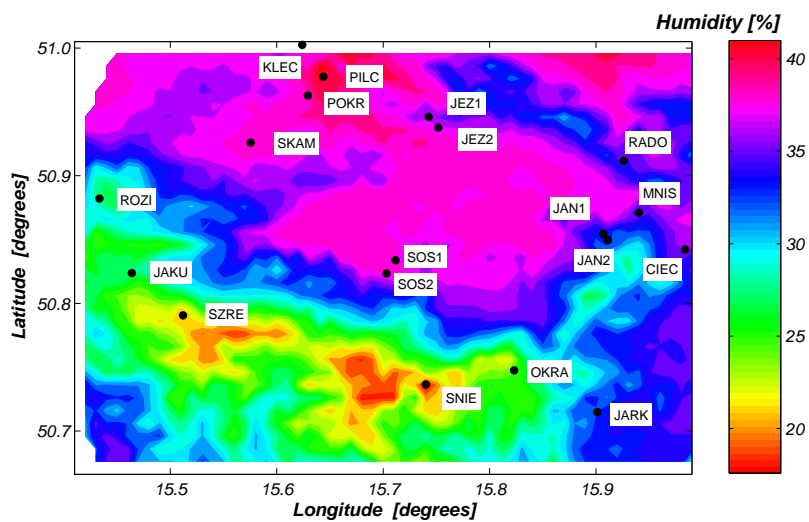
Fig. 4.24. Standard atmosphere model on the area of *KARKONOSZE* network:
temperature distribution

Prezentowane wyniki odnoszą się do jednej sesji obserwacyjnej 24h z dnia 20 sierpnia 2003 roku (*DOY*232). Opóźnienie troposferyczne w kierunku do satelity δT zostało natomiast wyznaczone na podstawie modeli: Hopfield (4.54) z funkcją odwzorowującą Hopfield (4.53) oraz Saastamoinena (4.60) z funkcją odwzorowującą $m(z) = 1/\cos z$. Przeprowadzono obliczenia dla dwóch wartości kąta obcięcia horyzontu 15° i 10° , przy czym w drugim przypadku obserwacje były wagowane (4.119) ze względu na wysokość ε satelity.

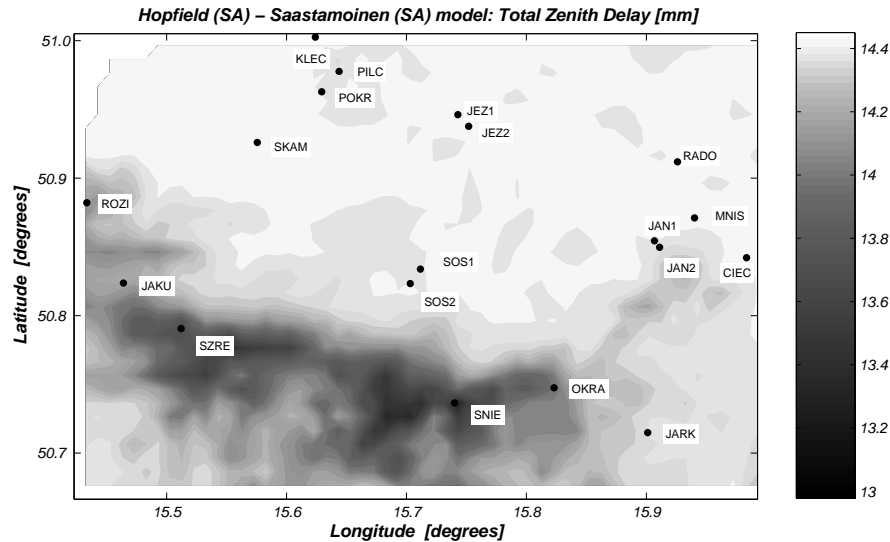
Wybrane punkty sieci *KARKONOSZE* położone są na różnych wysokościach, punkt *RADO* (rys. 4.28) jest położony na wysokości $h \approx 590$ m, natomiast dla *SZRE* (rys. 4.29) $h \approx 1370$ m. Dla punktu *RADO* (rys. 4.28), w przypadku rozwiązania z kątem obcięcia horyzontu 15° , różnice wartości wyznaczonego $\Delta\delta T_0$ z dwóch modeli mieszczą się w przedziale $(-8.4 \text{ cm}, -3.6 \text{ cm})$. W przypadku rozwiązania przy kącie obcięcia horyzontu 10° różnice między opóźnieniami wyznaczonymi z modelu Hopfield i Saastamoinena są znacznie wyższe i mieszczą się w przedziale $(-16.2 \text{ cm}, -7.4 \text{ cm})$. W przypadku punktu *SZRE* (rys. 4.29) wartości $\Delta\delta T_0$ dla 15° mieszczą się w przedziale $(-8.4 \text{ cm}, -3.6 \text{ cm})$, dla 10° $(-16.0 \text{ cm}, -7.2 \text{ cm})$. Powyższe wyniki wykazały, że w przypadku opracowania obserwacji GPS przy kącie obcięcia horyzontu 15° i większym wpływ użytego modelu do estymacji opóźnienia troposferycznego nie wnoszą istotnych zmian na wyznaczone wysokości punktów. Różnice na poziomie powyżej 1 cm pojawiają się w przypadku obniżenia kąta obcięcia horyzontu do 10° i mniejszych i mają istotny wpływ na wyznaczone wysokości punktów.



Rys. 4.25. Model atmosfery standardowej na obszarze sieci *KARKONOSZE* :
rozkład ciśnienia
Fig. 4.25. Standard atmosphere model on the area of *KARKONOSZE* network:
pressure distribution



Rys. 4.26. Model atmosfery standardowej na obszarze sieci *KARKONOSZE* :
rozkład wilgotności
Fig. 4.26. Standard atmosphere model on the area of *KARKONOSZE* network:
humidity distribution



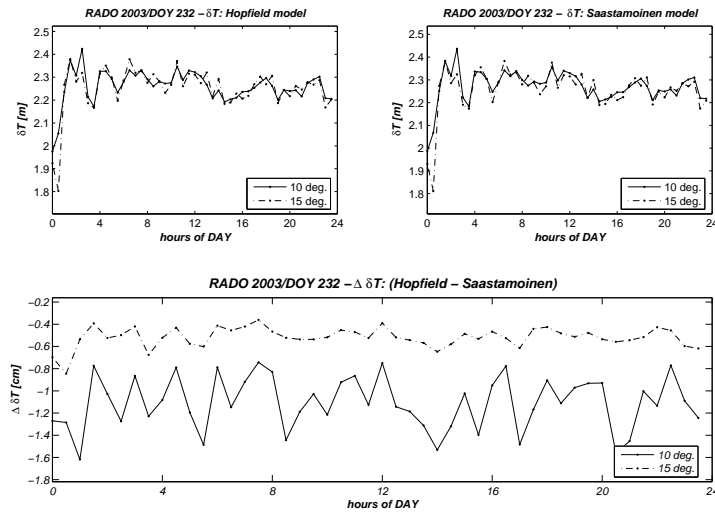
Rys. 4.27. Różnice między opóźnieniem troposferycznym w kierunku zenitu δT_0 wyznaczonym z modeli: Hopfield (4.54) i Saastamoinena (4.60) dla obszaru sieci *KARKONOSZE*

Fig. 4.27. Difference between Tropospheric Zenith Delay δT_0 computed from Hopfield (4.54) and Saastamoinen (4.60) models for area of *KARKONOSZE* network

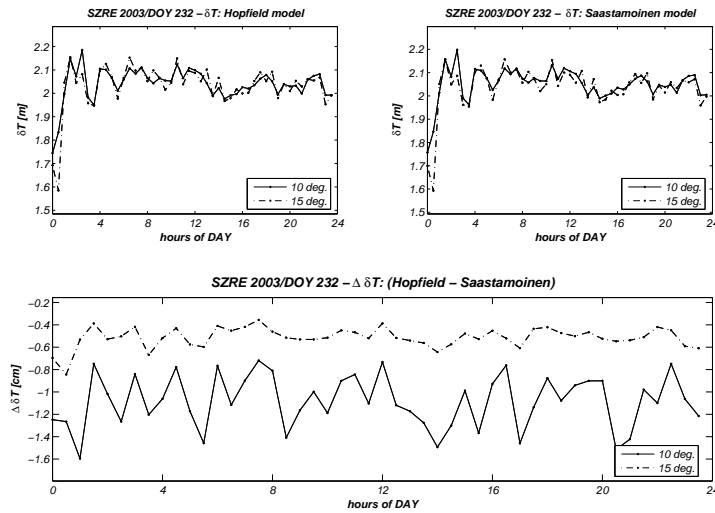
Na rysunku 4.30 przedstawiono rozkłady *RMS* dla δT_0 wyznaczonego z wykorzystaniem powyższych modeli.

Uzyskane wartości *RMS* mieszczą się poniżej 7 cm w przypadku opracowań przy kącie obcięcia horyzontu 15° oraz poniżej 6 cm w przypadku opracowań przy kącie obcięcia horyzontu 10° . Można zatem stwierdzić, że wyznaczone na tej podstawie wysokości punktów mają dokładność centymetrową. Wartości opóźnienia troposferycznego zostały wyznaczone tylko na bazie obserwacji z punktów sieci lokalnej *KARKONOSZE*, bez nawiązania do sieci stacji permanentnych. Prezentowane wyniki odnoszą się do sieci położonej w terenie górskim i potwierdzają prezentowane wcześniej (Doerflinger et al., 1998; Vigny et al., 2002; Borkowski et al., 2002; Ray et al., 2005). Model atmosfery standardowej (4.63) nie oddaje rzeczywistych warunków meteorologicznych panujących w terenach górskich, szczególnie w odniesieniu do temperatury i rozkładu wilgotności (Borkowski et al., 2002; Bosy and Figurski, 2003; Bosy, 2004).

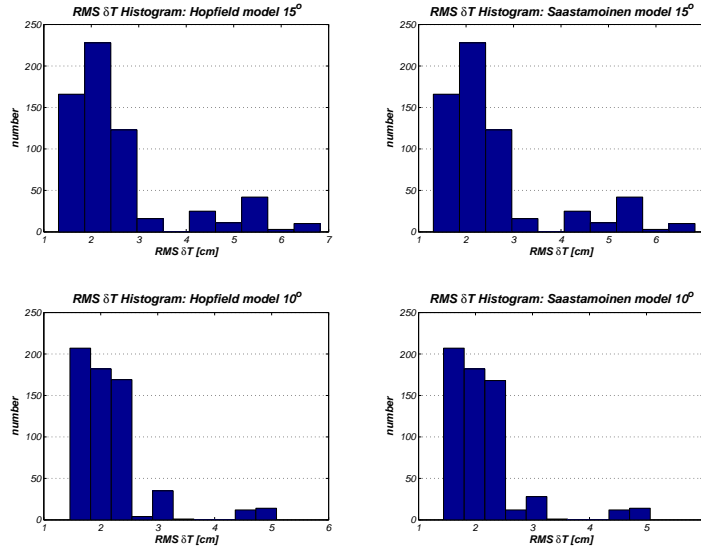
Prezentowane w tej części modele opóźnienia troposferycznego: Hopfield (4.54), zmodyfikowany model Hopfield (4.57) i (4.58) oraz Saastamoinena (4.60) i (4.61) są wykorzystywane w większości programów służących do opracowywania obserwacji GPS jako modele podstawowe *a priori*. Modele te realizują w pełni równanie (4.49), tzn. modelowanie w kierunku zenitu dla obydwu składowych z odwołaniem na kierunek do satelity.



Rys. 4.28. Opóźnienie troposferyczne δT_0 wyznaczone z modeli Hopfield (4.54) i Saastamoinena (4.60) dla punktu RADOMIERZ (*RADO*)
 Fig. 4.28. Tropospheric total delay δT_0 computed from Hopfield (4.54) and Saastamoinen (4.60) models for RADOMIERZ (*RADO*) point



Rys. 4.29. Opóźnienie troposferyczne δT_0 wyznaczone z modeli Hopfield (4.54) i Saastamoinena (4.60) dla punktu SZRENICA (*SZRE*)
 Fig. 4.29. Tropospheric total delay δT_0 computed from Hopfield (4.54) and Saastamoinen (4.60) models for SZRENICA (*SZRE*) point



Rys. 4.30. Histogramy rozkładów błędów RMS opóźnienia troposferycznego δT_0 wyznaczone z modeli Hopfield (4.54) i Saastamoinena (4.60)
 Fig. 4.30. Histograms of RMS of tropospheric total delay δT_0 computed from Hopfield (4.54) and Saastamoinen (4.60) models

4.3.2.3. Modelowanie opóźnienia troposferycznego w kierunku zenitu – składowa sucha

Modelowanie opóźnienia troposferycznego w kierunku zenitu wykonywane jest obecnie najczęściej odrębnie dla składowej suchej $\delta T_{d,0}$ oraz mokrej $\delta T_{w,0}$.

Na podstawie równania (4.44) oraz (4.47) opóźnienie troposferyczne w kierunku zenitu dla składowej suchej można zapisać jako:

$$\delta T_{d,0} = 10^{-6} k_1 R_d \int_z \rho_m dz, \quad (4.63)$$

przy czym zgodnie z (Mendes, 1999):

$$\int_z \rho_m dz = \frac{P}{g_m}, \quad (4.64)$$

gdzie: g_m to przyspieszenie średnie siły ciężkości [$m s^{-2}$], a P – ciśnienie na wysokości anteny odbiornika [hPa].

Podstawiając równanie (4.64) do równania (4.63) otrzymuje się wzór na $\delta T_{d,0}$:

$$\delta T_{d,0} = 10^{-6} k_1 R_d \frac{P}{g_m}, \quad (4.65)$$

Przyspieszenie średnie g_m jest funkcją wysokości h [m] i szerokości geodezyjnej φ i zostało empirycznie wyznaczone przez Saastamoinena (Saastamoinen, 1973):

$$g_m = g_m^0 \cdot f(\varphi, h), \quad (4.66)$$

gdzie:

$$g_m^0 = 9.784 \text{ [ms}^{-2}\text{]},$$

$$f(\varphi, h) = 1 - 0.0026 \cos 2\varphi - 0.00000028 \cdot h.$$

W przypadku składowej suchej stosowany jest zmodyfikowany model Saastamoinena (Davis et al., 1985), w którym zastosowano następujące wartości współczynników równania (4.65):

$$k_1 = 77.604 \text{ [hPa}^{-1}\text{]},$$

$$R_d = 287.06 \text{ [J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}\text{]},$$

$$g_m^0 = 9.784 \text{ [ms}^{-2}\text{]},$$

otrzymuje się:

$$\delta T_{d,0} = \frac{0.0022768 \cdot P}{1 - 0.0026 \cos 2\varphi - 0.00000028 \cdot h} \quad (4.67)$$

gdzie:

φ – szerokość geodezyjna anteny odbiornika,

h – wysokość nad poziom morza anteny odbiornika [m],

Drugim modelem opóźnienia troposferycznego w kierunku zenitu dla składowej suchej jest model opracowany w pracy (Baby et al., 1988), gdzie g_m z równania (4.66) zostało rozwinięte do postaci:

$$g_m = \frac{g_s}{1 + \frac{2}{R_s \sigma (\mu + 1)}} \quad (4.68)$$

gdzie:

g_s – przyspieszenie siły ciężkości na wysokości anteny odbiornika [ms^{-2}],

$R_s = R_e + h$, gdzie $R_e = 6378000$ m – średni promień Ziemi,

$$\mu = \frac{g_s}{R_d \beta} \left(1 - \frac{2}{R_s \sigma} \right), \quad \sigma = \frac{\beta}{T_K} \quad (4.69)$$

gdzie β jest współczynnikiem zmiany temperatury wraz z wysokością [$^{\circ}\text{K/m}$].

W związku z tym równanie (4.65) przyjmie postać:

$$\delta T_{d,0} = \frac{0.0022768 \cdot P}{g_s} \left(1 + \frac{2}{R_s \sigma (\mu + 1)} \right) \quad (4.70)$$

Kolejnym modelem opóźnienia troposferycznego w kierunku zenitu dla składowej suchej jest model opracowany w pracy (Elgered et al., 1991), gdzie wartość współczynnika k_1 z równania (4.65) przyjęta została według (Boudouris, 1963) jako $k_1 = 77.64 \pm 0.08 [K/hPa]$:

$$\delta T_{d,0} = \frac{0.0022779 \cdot P}{1 - 0.0026 \cos 2\varphi - 0.00000028 \cdot h [m]} \quad (4.71)$$

Innym modelem opóźnienia troposferycznego w kierunku zenitu dla składowej suchej jest model *MOPS* (Minimum Operational Performance Standards for Global Positioning System) (MOPS, 1998), który bazuje na zależności standardowych parametrów atmosferycznych od szerokości geodezyjnej φ oraz sezonowych zmian parametrów atmosferycznych. Parametry meteorologiczne na poziomie morza ($h = 0$) dla zadanych przedziałów szerokości geodezyjnych φ oraz ich sezonowe zmiany (κ – bezwymiarowa stała opisująca zmienność pary wodnej (Smith, 1966)) jako funkcje szerokości geodezyjnej zostały wyznaczone empirycznie i przedstawione w tabelach: 4.6 i 4.7 (Schüler, 2001)

Tabela 4.6. Średnie wartości parametrów meteorologicznych ξ_0 użytych do modelowania opóźnienia troposferycznego

Table 4.6. Average values for the meteorological parameters ξ_0 used for tropospheric delay prediction

$\varphi [^\circ]$	$P_0 [hPa]$	$T_0 [^\circ K]$	$e_0 [hPa]$	$\beta_0 [^\circ K/m]$	$\kappa_0 [-]$
≤ 15	1013.25	299.65	26.31	0.00630	2.77
30	1017.25	294.15	21.79	0.00605	3.15
45	1015.75	283.15	11.66	0.00558	2.57
60	1011.75	272.15	6.78	0.00539	1.81
≥ 75	1013.00	263.65	4.11	0.00453	1.55

Każdy z parametrów meteorologicznych ξ jest wyznaczany na dany dzień roku (*DOY*) jako funkcja szerokości geodezyjnej φ według zależności (Schüler, 2001):

$$\xi(\varphi, DOY) = \xi_0(\varphi) - \Delta\xi(\varphi) \cdot \cos \left[\frac{2\pi \cdot (DOY - DOY_0)}{365.25 [d]} \right] \quad (4.72)$$

gdzie:

φ – szerokość geodezyjna punktu sieci GPS,

ξ_0 – średnia wartość parametru meteorologicznego z tabeli 4.6,

$\Delta\xi$ – wartość sezonowej zmiany parametru meteorologicznego z tabeli 4.7,

DOY – dzień roku,

Tabela 4.7. Zmiany sezonowe parametrów meteorologicznych $\Delta\xi$ użytych do modelowania opóźnienia troposferycznego
 Table 4.7. Seasonal variations of the meteorological parameters $\Delta\xi$ used for tropospheric delay prediction

φ [°]	ΔP [hPa]	ΔT [°K]	Δe [hPa]	$\Delta\beta$ [°K/m]	$\Delta\kappa$ [-]
≤ 15	0.00	0.00	0.00	0.00000	0.00
30	-3.75	7.00	8.85	0.00025	0.33
45	-2.25	11.00	7.24	0.00032	0.46
60	-1.75	15.00	5.36	0.00081	0.74
≥ 75	-0.50	14.50	3.39	0.00062	0.30

DOY_0 – dzień „maksymalnej zimy”; dla półkuli północnej 28 dzień roku.

Parametry $\xi_0(\varphi)$ i $\Delta\xi(\varphi)$ są wyznaczone na drodze interpolacji odpowiednio z danych zawartych w tabelach: 4.6 i 4.7:

$$\xi_0(\varphi) = \xi_0(\varphi_i) + [\xi_0(\varphi_{i+1}) - \xi_0(\varphi_i)] \cdot \frac{\varphi - \varphi_i}{\varphi_{i+1} - \varphi_i} \quad (4.73)$$

$$\Delta\xi(\varphi) = \Delta\xi(\varphi_i) + [\Delta\xi(\varphi_{i+1}) - \Delta\xi(\varphi_i)] \cdot \frac{\varphi - \varphi_i}{\varphi_{i+1} - \varphi_i} \quad (4.74)$$

Kolejnym etapem jest wyznaczenie opóźnienia troposferycznego w kierunku zenitu dla składowej suchej na wysokości 0 m według wzoru (4.65):

$$\delta T_{d,0}^0 = 10^{-6} k_1 R_d \frac{P}{g_m} \quad (4.75)$$

przy założeniu następujących wartości stałych (Schüler, 2001):

$$k_1 = 77.604 [hPa^{-1}],$$

$$R_d = 287.054 [J kg^{-1} K^{-1}],$$

$$g_m^0 = 9.784 [m.s^{-2}],$$

Ostatecznie opóźnienie troposferyczne w kierunku zenitu dla składowej suchej jest wyznaczone dla wysokości anteny h na podstawie następującej zależności:

$$\delta T_{d,0} = \delta T_{d,0}^0 \cdot \left(1 - \frac{\beta \cdot h}{T_K}\right) \frac{g}{R_d \beta} \quad (4.76)$$

gdzie: g wartość przyspieszenia normalnego siły ciężkości dla szerokości $\varphi = 45^\circ$, $g = 9.80665 m/s^2$.

Tabela 4.8. Parametry wejściowe dla modeli opóźnienia troposferycznego w kierunku zenitu dla składowej suchej
 Table 4.8. Input parameters for zenith troposphere dry delay models

Model	e	T	P	φ	h	β	κ	Inne – Other
(Hopfield, 1969, 1971, 1972)		✓	✓					
(Goad and Goodman, 1974)		✓	✓					
(Saastamoinen, 1973)		✓	✓					
(Davis et al., 1985)			✓	✓	✓			
(Baby et al., 1988)		✓	✓		✓	✓		g, R_e
(Elgered et al., 1991)			✓	✓	✓			
(MOPS, 1998)		✓	✓	✓	✓	✓		DOY, g

W tabeli 4.8 zestawiono dane dotyczące parametrów wejściowych dla poszczególnych modeli opóźnienia troposferycznego w kierunku zenitu dla składowej suchej.

Jak wynika z tabeli 4.8, modele opóźnienia troposferycznego w kierunku zenitu dla składowej suchej są funkcjami parametrów meteorologicznych: T oraz P ; część z nich uwzględnia także szerokość geodezyjną φ oraz wysokość h . Modelem, który wymaga największej ilości danych wejściowych, jest model *MOPS* (MOPS, 1998); uwzględnia on, jako jedyny, sezonowe zmiany parametrów atmosferycznych w zależności od szerokości geodezyjnej φ . Wykazuje on jednak gorsze wyniki w wyznaczaniu opóźnienia troposferycznego w kierunku zenitu dla składowej suchej, szczególnie w obszarach podbiegunowych (Schüler, 2001).

4.3.2.4. Modelowanie opóźnienia troposferycznego w kierunku zenitu – składowa mokra

Na podstawie równania (4.47) opóźnienie troposferyczne w kierunku zenitu dla składowej mokrej można zapisać jako:

$$\delta T_{w,0} = 10^{-6} \int_z N_{w,0}^{trop} dz, \quad (4.77)$$

Po podstawieniu za $N_{w,0}^{trop}$ elementów równania (4.44) zgodnie z (Mendes, 1999) otrzymujemy:

$$\delta T_{w,0} = 10^{-6} \int_z \left(k'_2 \frac{e}{T_K} + k_3 \frac{e}{T_K^2} \right) Z_w^{-1} dz \quad (4.78)$$

Wprowadzając do zależności (4.78) średnią temperaturę pary wodnej T_m zdefiniowaną w pracy (Mendes, 1999; Kleijer, 2004) wzorem:

$$T_m = \frac{\int_z \frac{e}{T_K} Z_w^{-1} dz}{\int_z \frac{e}{T_K^2} Z_w^{-1} dz} \quad (4.79)$$

otrzymuje się:

$$\delta T_{w,0} = 10^{-6} \left(k'_2 + \frac{k_3}{T_m} \right) \int_z \frac{e}{T_K} dz \quad (4.80)$$

Na podstawie (4.41) można zapisać:

$$\int_z \frac{e}{T_K} dz = R_w \int_z \rho_w dz \quad (4.81)$$

Całka po prawej stronie równania (4.81) wyraża tzw. całkowitą zawartość pary wodnej IWV (ang. Integrated Water Vapor). Całkowita zawartość pary wodnej IWV określa całkowitą zawartość masy pary wodnej w słupie powietrza o przekroju 1 m^2 . Jest ona wykorzystywana w aplikacjach związanych z meteorologią i została szczegółowo opisana między innymi w pracy (Bevis et al., 1992). Na potrzeby meteorologii zostało także wprowadzone pojęcie całkowitej skroplonej pary wodnej $IPWV$ (ang. Integrated Precipitable Water Vapor), które wyraża zależność:

$$IPWV = \frac{1}{\rho_{H_2O}} \int_z \rho_w dz \quad (4.82)$$

czyli

$$IPWV = \frac{IWV}{\rho_{H_2O}} \quad (4.83)$$

gdzie: $\rho_{H_2O} = 1000 \text{ [kg m}^{-3}\text{]}$ jest gęstością wody.

Opóźnienie troposferyczne w kierunku zenitu dla składowej mokrej można zatem zapisać w postaci:

$$\delta T_{w,0} = 10^{-6} \left(k'_2 + \frac{k_3}{T_m} \right) R_w IWV \quad (4.84)$$

a wprowadzając zależność (4.83) oraz oznaczając za (Kleijer, 2004) przez Q współczynnik:

$$Q = 10^{-6} \left(k'_2 + \frac{k_3}{T_m} \right) R_w \rho_{H_2O} \quad (4.85)$$

można opóźnienie troposferyczne w kierunku zenitu dla składowej mokrej wyrazić jako:

$$\delta T_{w,0} = Q \cdot IPWV \quad (4.86)$$

Współczynnik Q , jak wykazały badania przeprowadzone między innymi w pracy (Bevis et al., 1992), nie jest stały, natomiast średnia temperatura pary wodnej T_m jest mocno skorelowana z temperaturą T_K na powierzchni i wyraża się zależnością:

$$T_m \approx 70.2 + 0.72T_K \quad (4.87)$$

Podobną korelację wykazano w pracy (Mendes, 1999):

$$T_m = a + bT_K \quad (4.88)$$

gdzie: $a = 50.4 \pm 0.66$ [$^{\circ}K$], $b = 0.789 \pm 0.0023$, a błąd RMS T_m został oszacowany na poziomie 3.07 [$^{\circ}K$].

Jednym z modeli opóźnienia troposferycznego w kierunku zenitu dla składowej mokrej jest model opracowany w roku 1971 przez Chao (Chao, 1972):

$$\delta T_{w,0} = 4.70 \cdot 10^2 \frac{e^{1.23}}{T_K^2} + 1.71 \cdot 10^6 \frac{e^{1.46}}{T_K^3} \beta \quad (4.89)$$

Model ten jest bardzo czuły na zmiany temperatury wraz z wysokością. Wartość współczynnika β ma znaczący wpływ na dokładność modelu (Mendes, 1999).

Drugim modelem jest zaproponowany w 1986 roku przez Ifadisa (Ifadis, 1986), który jest funkcją parametrów meteorologicznych: P [hPa], T_K [$^{\circ}K$] oraz e [hPa] na wysokości anteny odbiorczej:

$$\delta T_{w,0} = 0.00554 - 0.880 \cdot 10^{-4}(P - 1000.0) + 0.272 \cdot 10^{-4}e + 2.771 \cdot \frac{e}{T_K} \quad (4.90)$$

Kolejnym modelem jest zaproponowany w 1987 roku model Askne i Nordiusa (Askne and Nordius, 1987):

$$\delta T_{w,0} = 10^{-6} \left(k'_2 + \frac{k_3}{T_m} \right) \frac{R_d}{(\kappa - 1)g_m} \cdot e \quad (4.91)$$

gdzie: κ jest stałą zależną od pory roku i szerokości geodezyjnej (Smith, 1966), a średnią temperaturę pary wodnej T_m wyraża zależność:

$$T_m = T_K \left(1 - \frac{\beta \cdot R_d}{(\kappa - 1)g_m} \right) \quad (4.92)$$

gdzie: $\beta = 0.0062$ [$^{\circ}K/m$] i $\kappa = 3$.

W następnym modelu (Baby et al., 1988) założono stałą zmienność temperatury wraz z wysokością: $T(h) = T - \beta(h - h_0)$ oraz stałą wigotność względną: $e = rH_0 \cdot e_{sat}$, gdzie: e_{sat} oznacza ciśnienie nasyconej pary wodnej, a rH_0 względną wilgotność.

Opóźnienie troposferyczne w kierunku zenitu dla składowej mokrej wyznaczane jest wtedy ze wzoru:

$$\delta T_{w,0} = 10^{-6} k'_3 \frac{rH_0}{\beta} \frac{e_{sat} T_K}{BB} \quad (4.93)$$

gdzie:

T_K – temperatura na wysokości anteny w $[^{\circ}K]$,

BB – współczynniki podane w pracy (Kleijer, 2004):

$$BB = \begin{cases} 5327.1157 [^{\circ}K] & \text{dla } T_K < T_0 \\ 6162.3496 [^{\circ}K] & \text{dla } T_K > T_0 \end{cases}$$

$$k'_3 = k'_2 + \frac{k_3}{T} \text{ dla } T_K = 273 [^{\circ}K], k'_3 = 3.81 \cdot 10^5 [^{\circ}K^2/hPa].$$

Na bazie pomiarów z radiosondami model ten został opisany empirycznie wyznaczonymi współczynnikami ν i γ , zależnymi od szerokości geodezyjnej φ , klimatu, pory roku i innych warunków (Baby et al., 1988; Mendes, 1999; Kleijer, 2004) i wyraża się wzorem:

$$\delta T_{w,0} = \nu \cdot 10^{\gamma T_K} r H_0 \quad (4.94)$$

Wartości współczynników ν i γ jako funkcji szerokości geodezyjnej φ oraz typu klimatu w postaci tabelaryzowanej za (Baby et al., 1988) przedstawiono w pracy (Mendes, 1999). Poniżej przedstawiono w tabeli 4.9 wartości dla szerokości geodezyjnej φ obszaru Europy ($10^{\circ}N$ – $90^{\circ}N$) oraz wartości globalne.

Tabela 4.9. Empiryczne wartości współczynników ν i γ (Baby et al., 1988)
Table 4.9. Empirical values of ν i γ coefficients (Baby et al., 1988)

Szerokość φ Latitude φ	Klimat – Climate			
	Oceaniczny – Oceanic		Kontynentalny – Continental	
	$\nu [mm\%^{-1}]$	$\gamma [^{\circ}C^{-1}]$	$\nu [mm\%^{-1}]$	$\gamma [^{\circ}C^{-1}]$
$10^{\circ} N$ – $30^{\circ} N$	0.8063	0.0213	0.6626	0.0249
$30^{\circ} N$ – $50^{\circ} N$	0.6614	0.0241	0.7574	0.0224
$50^{\circ} N$ – $70^{\circ} N$	0.7075	0.0244	0.7652	0.0236
$70^{\circ} N$ – $90^{\circ} N$	0.7075	0.0244	0.7652	0.0236
Globalnie – Global	0.7434	0.0256	0.7687	0.0257

Modelem opartym na zależności liniowej opóźnienia troposferycznego w kierunku zenitu dla składowej mokrej od ciśnienia pary wodnej $e [hPa]$ jest model Mandesa (Mendes and Langley, 1998). Zależność tę wyraża wzór:

$$\delta T_{w,0} = 0.122 + 0.00943 \cdot e \quad (4.95)$$

Podobnie jak w przypadku opóźnienia troposferycznego w kierunku zenitu dla składowej suchej, dla składowej mokrej został opracowany model *MOPS* (MOPS, 1998). Opóźnienie troposferyczne w kierunku zenitu dla składowej mokrej na wysokości $h = 0$ m wyznaczone jest według wzoru:

$$\delta T_{w,0} = \frac{10^{-6} \cdot k_3 \cdot R_d}{g_m \cdot (\kappa + 1) - \beta \cdot R_d} \frac{e}{T_K} \quad (4.96)$$

przy założeniu następujących wartości stałych (Schüler, 2001):

$$k_3 = 382000 [^{\circ}K^2 hPa^{-1}],$$

$$R_d = 287.054 [J kg^{-1} ^{\circ}K^{-1}],$$

$$g_m = 9.784 [ms^{-2}].$$

Wartości parametrów meteorologicznych zostały natomiast wyinterpolowane z tabeli 4.6 z użyciem formuł (4.72)–(4.74). Opóźnienie troposferyczne w kierunku zenitu dla składowej mokrej na wysokości anteny odbiorczej h jest wtedy wyznaczane ze wzoru:

$$\delta T_{w,0} = \delta T_{w,0}^0 \cdot \left(1 - \frac{\beta \cdot h}{T_K}\right)^{\frac{(\kappa - 1)g}{R_d\beta} - 1} \quad (4.97)$$

gdzie: $g = 9.80665 [m/s^2]$.

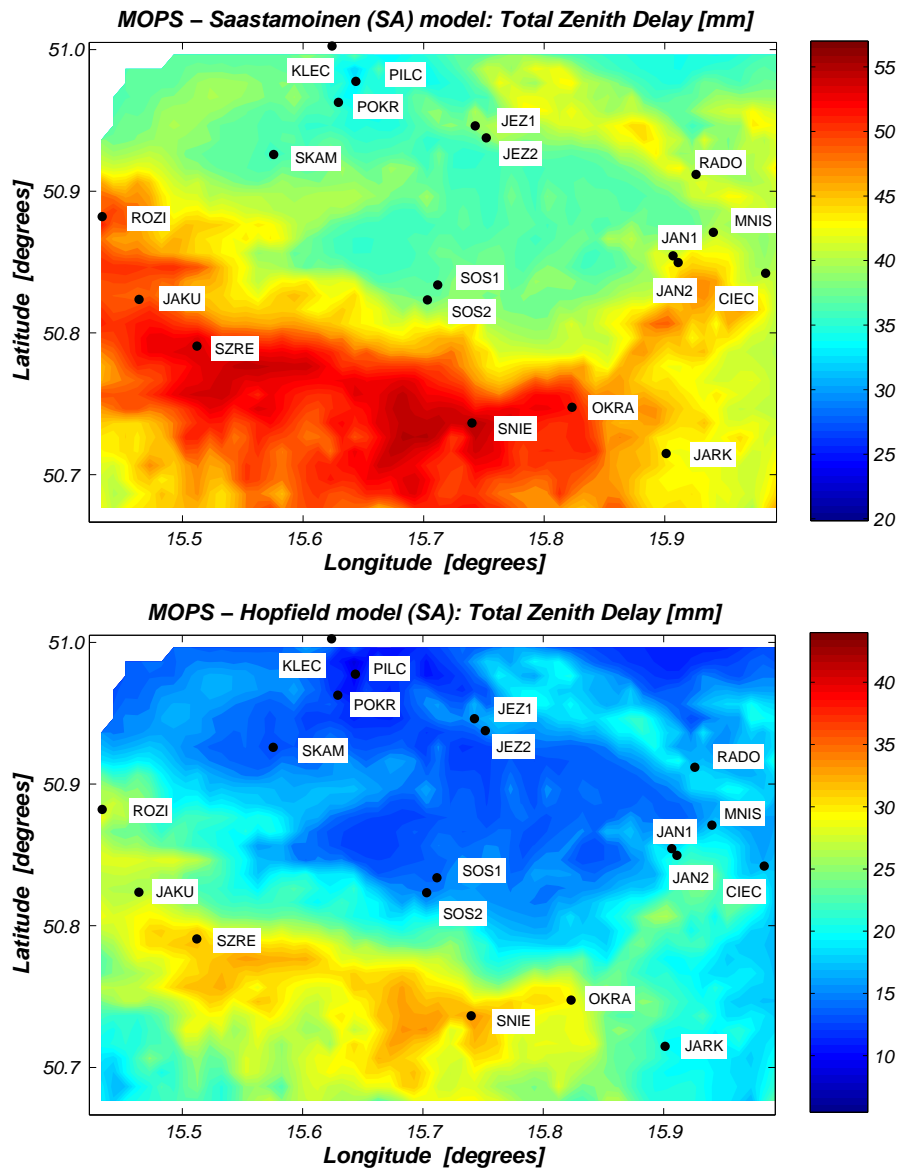
W tabeli 4.10 zestawiono dane dotyczące parametrów wejściowych dla poszczególnych modeli opóźnienia troposferycznego w kierunku zenitu dla składowej mokrej.

Tabela 4.10. Parametry wejściowe stosowane w modelach opóźnienia troposferycznego w kierunku zenitu dla składowej mokrej

Table 4.10. Input parameters for zenith troposphere wet delay models

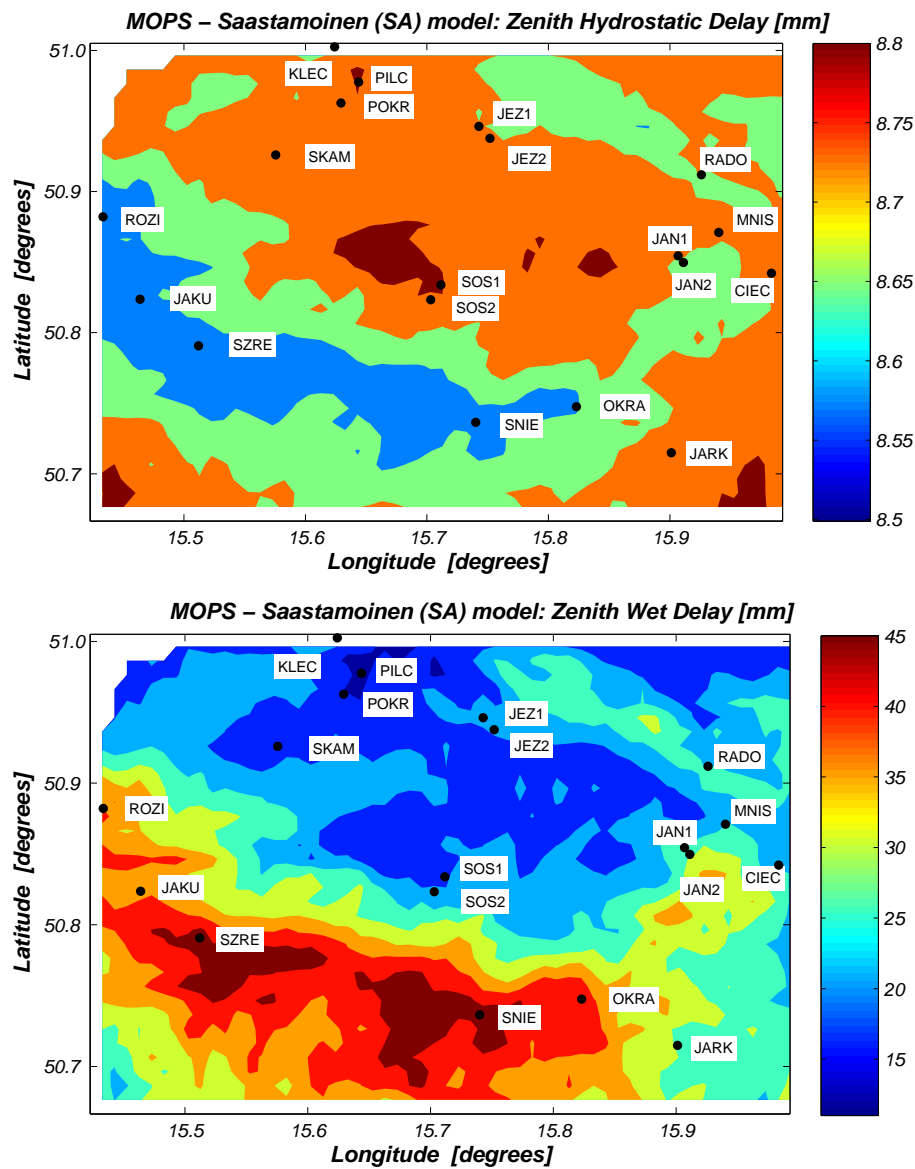
Model	e	T	P	φ	h	β	κ	Inne – Other
(Hopfield, 1969, 1971, 1972)	✓	✓						
(Goad and Goodman, 1974)	✓	✓						
(Saastamoinen, 1973)	✓	✓						
(Chao, 1972)	✓	✓				✓		
(Ifadis, 1986)	✓	✓	✓					
(Mendes and Langley, 1998)	✓							
(Baby et al., 1988)		✓			✓	✓		
(Askne and Nordius, 1987)	✓	✓		✓	✓	✓	✓	g_m
(MOPS, 1998)	✓	✓		✓	✓	✓	✓	DOY, g

Na rysunku 4.31 przedstawiono różnice między wyznaczonymi wartościami opóźnienia troposferycznego w kierunku zenitu δT_0 , wyznaczonymi modelem *MOPS* (4.76), (4.97) oraz modelami podstawowymi Saastamoinena (4.60) i Hopfield (4.53) dla atmosfery standardowej na obszarze sieci *KARKONOSZE* dla dnia obserwacyjnego (*DOY*236) z roku 2002.



Rys. 4.31. Różnice między opóźnieniami troposferycznymi w kierunku zenitu δT_0 wyznaczonymi z modelu: *MOPS* (4.76), (4.97) i modeli Saastamoinena (4.60) oraz Hopfield (4.53) dla obszaru sieci *KARKONOSZE*

Fig. 4.31. Difference between Tropospheric Zenith Delays δT_0 computed from *MOPS* (4.76), (4.97) model and models: Saastamoinen (4.60) and Hopfield (4.53) for area of *KARKONOSZE* network



Rys. 4.32. Różnice między opóźnieniami troposferycznymi w kierunku zenitu $\delta T_{d,0}$ i $\delta T_{w,0}$ wyznaczonymi z modelu: *MOPS* (4.76), (4.97) a otrzymanymi z modelu Saastamoinena (4.60) dla obszaru sieci *KARKONOSZE*
 Fig. 4.32. Difference between Tropospheric Zenith Delays $\delta T_{d,0}$ and $\delta T_{w,0}$ computed from *MOPS* (4.76), (4.97) model and Saastamoinen (4.60) model for area of *KARKONOSZE* network

Różnice w wyznaczonych wartościach opóźnienia troposferycznego δT_0 między modelem *MOPS* a innymi modelami mieszczą się w przedziałach odpowiednio $(-30.1 \text{ mm}, +13.3 \text{ mm})$ dla modelu Hopfield i $(-15.7 \text{ mm}, +26.2 \text{ mm})$ dla modelu Saastamoinena.

Po rozdzieleniu opóźnienia δT_0 na część suchą $\delta T_{d,0}$ (rys. 4.32) otrzymano odpowiednio przedziały $(-8.8 \text{ mm}, -7.6 \text{ mm})$ dla modelu Hopfield, $(+4.1 \text{ mm}, +8.6 \text{ mm})$ dla modelu Saastamoinena oraz $(-22.0 \text{ mm}, +22.1 \text{ mm})$ dla modelu Hopfield i $(-24.4 \text{ mm}, +22.1 \text{ mm})$ dla modelu Saastamoinena w przypadku części mokrej opóźnienia $\delta T_{w,0}$. Dla pozostałych sesji i kampanii pomiarowych wykonanych na punktach sieci *KARKONOSZE* otrzymano podobne wyniki. Powyższe wyniki pokazują, że różnice między modelem *MOPS* a modelami Hopfield i Saastamoinena dotyczą głównie składowej mokrej (około 80% δT_0). W przypadku części suchej opóźnienia $\delta T_{d,0}$ różnice te kształtują się na poziomie 3 – 5 mm i mieszczą się w granicach błędu.

4.3.2.5. Funkcje odwzorowujące opóźnienie troposferyczne z kierunku zenitu na kierunek do satelity

W modelach podstawowych Hopfield (Hopfield, 1969), zmodyfikowany Hopfield (Goat and Goodman, 1974), Saastamoinena (Saastamoinen, 1973) oraz zmodyfikowany Saastamoinen (Baueršima, 1983) funkcje odwzorowujące $m(z)$ opóźnienie troposferyczne z kierunku zenitu $z = 0$ na kierunek z do satelity są takie same dla części suchej i mokrej. W modelu Saastamoinena stosuje się funkcję odwzorowującą:

$$m_d(z) = m_w(z) = \frac{1}{\cos z} \quad (4.98)$$

W przypadku zmodyfikowanego modelu Saastamoinena (Baueršima, 1983) wprowadzana jest dodatkowa korekta δR , zależna od odległości zenitalnej satelity oraz wysokości anteny odbiorczej. Wartości tej korekty zostały stabelaryzowane w pracy (Spilker, 1996). Funkcje odwzorowujące stosowane w modelach Hopfield i zmodyfikowany Hopfield wyraża wzór (4.59). Zostały one szczegółowo omówione i przetestowane w pracy (Moffett, 1973).

Funkcja (4.98) jest pierwszym wyrazem rozwinięcia podanego przez Mariniego (Marini, 1972) i mającego następującą postać:

$$m(z) = \frac{1}{\cos z + \frac{a}{\cos z + \frac{b}{\cos z + \frac{c}{\cos z + \dots}}}} \quad (4.99)$$

gdzie: a , b i c są wyznaczanymi współczynnikami funkcji odwzorowującej.

Na bazie funkcji (4.99) została przez Chao (Chao, 1974) zaproponowana funkcja odwzorowująca dla części suchej i mokrej:

$$m_d(z) = m_w(z) = \frac{1}{\cos z + \frac{a}{\operatorname{ctg} z + b}} \quad (4.100)$$

gdzie:

współczynniki stałe $a = 0.00143$ i $b = 0.0445$ dla części suchej,

współczynniki stałe $a = 0.00035$ i $b = 0.017$ dla części mokrej.

Drugą funkcją bazującą na rozwinięciu (4.99) jest funkcja oparta o model atmosfery *CfA-2.2* podana w pracy (Davis et al., 1985).

$$m(z) = \frac{1}{\cos z + \frac{a}{\operatorname{ctg} z + \frac{b}{\cos z + c}}} \quad (4.101)$$

Funkcja ta jest wykorzystywana tylko dla składowej suchej. Zapewnia ona dokładność na poziomie 1–2 mm dla wysokości satelity $\varepsilon = (20^\circ \div 60^\circ)$ oraz centymetrową dokładność przy wysokości satelity $\varepsilon = 5^\circ$ (Mendes, 1999; Kleijer, 2004). Współczynniki a i b są funkcjami parametrów atmosferycznych, zaś c jest stałą. Wynoszą one:

$$\begin{aligned} a &= 0.001185[1 + 0.6071 \cdot 10^{-4}(P - 1000) - 0.1471 \cdot 10^{-3}e \\ &+ 0.3072 \cdot 10^{-2}(T_C - 20) + 0.1965 \cdot 10^{-1} \cdot 10^{-3}(\beta - 0.0065) \\ &- 0.5645 \cdot 10^{-2}(h_T - 11.231)]; \\ b &= 0.001144[1 + 0.1164 \cdot 10^{-4}(P - 1000) + 0.2795 \cdot 10^{-3}e \\ &+ 0.3109 \cdot 10^{-2}(T_C - 20) + 0.3038 \cdot 10^{-1} \cdot 10^{-3}(\beta - 0.0065) \\ &- 0.1217 \cdot 10^{-1}(h_T - 11.231)]; \\ c &= -0.0090, \end{aligned} \quad (4.102)$$

gdzie:

h_T – wysokość tropopauzy [km].

Funkcją odwzorowującą, bazującą na rozwinięciu (4.99) i wykorzystującą ten sam model atmosfery *CfA-2.2* co funkcja (4.101), jest funkcja *UNSW* zaproponowana w pracy (Yan and Ping, 1995). Ma ona następującą postać:

$$m(z) = \frac{1}{\cos z + \frac{a}{I^2 \sec z + \frac{b}{\cos z + \frac{c}{I^2 \sec z + d}}} \quad (4.103)$$

gdzie:

$$I = \sqrt{\frac{R_E}{2h_d}} \operatorname{ctg} z. \quad (4.104)$$

Współczynniki a , b , c i d są funkcjami parametrów atmosferycznych i dla części suchej i mokrej wynoszą:

$$\begin{aligned} a &= 0.4613983 + 2.864 \cdot 10^{-5}(P - 1013.25) + 8.99 \cdot 10^{-6}e \\ &\quad - 6.98 \cdot 10^{-6}e^2 - 1.0914 \cdot 10^{-4}(T_C - 15) + 1.30 \cdot 10^{-6}(T_C - 15)^2 \\ &\quad + 9.4694 \cdot 10^{-6}(0.0065 - \beta) - 2.4946 \cdot 10^{-6}(h_T - 11231) \\ &\quad + 1.8072 \cdot 10^{-10}(h_T - 11231)^2; \\ b &= 0.87647 + 2.056 \cdot 10^{-5}(P - 1013.25) + 2.382 \cdot 10^{-4}e \\ &\quad - 4.76 \cdot 10^{-6}e^2 + 5.1125 \cdot 10^{-4}(T_C - 15) + 1.23 \cdot 10^{-6}(T_C - 15)^2 \\ &\quad + 3.6479 \cdot 10^{-5}(0.0065 - \beta) - 1.5321 \cdot 10^{-5}(h_T - 11231) \\ &\quad + 9.4802 \cdot 10^{-10}(h_T - 11231)^2; \\ c &= 2.531492 + 1.093 \cdot 10^{-4}(P - 1013.25) + 2.6179 \cdot 10^{-3}e \quad (4.105) \\ &\quad - 1.33 \cdot 10^{-5}e^2 + 3.7103 \cdot 10^{-3}(T_C - 15) + 1.95 \cdot 10^{-6}(T_C - 15)^2 \\ &\quad + 0.16022 \cdot 10^{-3}(0.0065 - \beta) - 8.9980 \cdot 10^{-5}(h_T - 11231) \\ &\quad + 4.9496 \cdot 10^{-9}(h_T - 11231)^2; \\ d &= 47.07844 + 1.595 \cdot 10^{-3}(P - 1013.25) + 3.9026 \cdot 10^{-2}e \\ &\quad - 2.14 \cdot 10^{-4}e^2 - 4.1713 \cdot 10^{-2}(T_C - 15) + 2.16 \cdot 10^{-4}(T_C - 15)^2 \\ &\quad - 9.9757 \cdot 10^{-4}(h_T - 11231) + 4.4528 \cdot 10^{-8}(h_T - 11231)^2, \end{aligned}$$

gdzie:

R_E – średni promień Ziemi [km],

h_d – wysokość warstwy suchej [km],

Ifadis (Ifadis, 1992) z kolei podał współczynniki a i b funkcji odwzorowującej (4.99) jako funkcje parametrów atmosferycznych oraz stały współczynnik c , zapewniające dokładność na poziomie 1 – 2 mm dla wysokości satelity do $\varepsilon = 2^\circ$. Współczynniki dla części suchej wynoszą:

$$\begin{aligned} a_d &= 0.1237 \cdot 10^{-2} + 0.1316 \cdot 10^{-6}(P - 1000) + 0.8057 \cdot 10^{-5}\sqrt{e} \\ &\quad + 0.1378 \cdot 10^{-5}(T_C - 15); \\ b_d &= 0.3333 \cdot 10^{-2} + 0.1946 \cdot 10^{-6}(P - 1000) + 0.1747 \cdot 10^{-6}\sqrt{e} \quad (4.106) \\ &\quad + 0.1040 \cdot 10^{-6}(T_C - 15); \\ c_d &= 0.078. \end{aligned}$$

W przypadku części mokrej zostały one natomiast skorygowane w pracy (Mendes, 1999) i wynoszą:

$$\begin{aligned}
a_w &= 0.5236 \cdot 10^{-3} + 0.2471 \cdot 10^{-6}(P - 1000) - 0.1328 \cdot 10^{-4}\sqrt{e} \\
&+ 0.1724 \cdot 10^{-6}(T_C - 15); \\
b_w &= 0.1705 \cdot 10^{-2} + 0.7384 \cdot 10^{-6}(P - 1000) + 0.2147 \cdot 10^{-4}\sqrt{e} \quad (4.107) \\
&+ 0.3767 \cdot 10^{-6}(T_C - 15); \\
c_w &= 0.05917.
\end{aligned}$$

Stosowane obecnie funkcje odwzorowujące (Herring, 1992; Niell, 1996; Guo and Langley, 2003) bazują na rozwinięciu podanym wzorem:

$$m(z) = \frac{1 + \frac{a}{1 + \frac{b}{1 + c}}}{\cos(z) + \frac{a}{\cos(z) + \frac{b}{\cos(z) + c}}} \quad (4.108)$$

Funkcjami odwzorowującymi zgodnie z równaniem (4.108) są funkcje *MTT* (Herring, 1992), w których współczynniki a , b i c są funkcjami szerokości geodezyjnej φ , wysokości anteny odbiornika h oraz temperatury na wysokości anteny odbiorczej T_C i dla części suchej wynoszą:

$$\begin{aligned}
a_d &= [1.2320 - 0.0139 \cos \varphi - 0.0209h + 0.00215(T_C - 10)] \cdot 10^{-3}; \\
b_d &= [3.1612 - 0.1600 \cos \varphi - 0.0331h + 0.00206(T_C - 10)] \cdot 10^{-3}; \quad (4.109) \\
c_d &= [71.244 - 4.2930 \cos \varphi - 0.1490h - 0.0021(T_C - 10)] \cdot 10^{-3}.
\end{aligned}$$

Dla części mokrej współczynniki te mają następujące rozwinięcia:

$$\begin{aligned}
a_w &= [0.583 - 0.011 \cos \varphi - 0.052h + 0.0014(T_C - 10)] \cdot 10^{-3}; \\
b_w &= [1.402 - 0.102 \cos \varphi - 0.101h + 0.0020(T_C - 10)] \cdot 10^{-3}; \quad (4.110) \\
c_w &= [45.85 - 1.910 \cos \varphi - 1.290h + 0.0150(T_C - 10)] \cdot 10^{-3},
\end{aligned}$$

Najbardziej rozpowszechnionymi funkcjami odwzorowującymi opóźnienie troposferyczne z kierunku zenitu na kierunek do satelity zarówno dla części suchej, jak i mokrej są funkcje *NMF* (ang. Niell Mapping Functions) (Niell, 1996). W tym przypadku wartości współczynników a , b i c rozwinięcia (4.108) zostały wyznaczone empirycznie na podstawie modelu *US SA66* (ang. US Standard Atmosphere 1966) i pozwalają na odwzorowanie opóźnienia troposferycznego z kierunku zenitu na kierunek do satelity do wysokości satelity $\varepsilon = 3^\circ$. Dla części suchej są one funkcjami szerokości geodezyjnej φ , dnia roku (*DOY*) oraz wysokości anteny odbiornika h , natomiast w przypadku składowej mokrej są one obliczane na podstawie profili zmian temperatury T i wilgotności względnej H w ciągu roku w modelu *US SA66*.

Dla składowej suchej wzór (4.108) jest rozszerzony o korektę wysokościową i przyjmuje postać (Niell, 1996):

$$m_d(z) = \frac{1 + \frac{a_d}{1 + \frac{b_d}{1 + c_d}}}{\cos(z) + \frac{\frac{a_d}{1 + \frac{b_d}{1 + c_d}}}{\cos(z) + c_d}} + \left[\frac{1 + \frac{a_{ht}}{1 + \frac{b_{ht}}{1 + c_{ht}}}}{\cos(z) + \frac{\frac{a_{ht}}{1 + \frac{b_{ht}}{1 + c_{ht}}}}{\cos(z) + c_{ht}}} \right] \times \frac{h_i}{1000} \quad (4.111)$$

gdzie:

$$a_{ht} = 2.53 \cdot 10^{-5} \text{ km},$$

$$b_{ht} = 5.49 \cdot 10^{-3} \text{ km},$$

$$c_{ht} = 1.14 \cdot 10^{-3} \text{ km},$$

h_i – wysokość anteny odbiornika [m].

Wartości współczynników a_d , b_d i c_d są wyliczane dla zadanej szerokości geodezyjnej φ_i oraz dnia roku DOY , według analogicznej jak w przypadku modelu *MOPS* zależności (4.72):

$$a_d(\varphi_i, DOY) = a_{avg}(\varphi_i) + a_{amp}(\varphi_i) \cos \left[2\pi \frac{DOY - 28}{365.25} \right], \quad (4.112)$$

przy czym wartości $a_{avg}(\varphi_i)$ i $a_{amp}(\varphi_i)$ są interpolowane liniowo z danych zawartych w tabeli 4.11.

Dla składowej mokrej opóźnienie wyznaczane jest w oparciu o rozwinięcie (4.108), gdzie współczynniki a_w , b_w i c_w są obliczone na drodze interpolacji z tabeli 4.11 dla zadanej szerokości geodezyjnej φ_i .

Wartości współczynników a , b i c : średnie (*avg.*) dla części suchej wraz z amplitudą (*amp*) oraz dla części mokrej (*wet*), w zależności od szerokości geodezyjnej φ zostały zestawione w tabeli 4.11 (Mendes, 1999; Kleijer, 2004).

W przypadku punktów położonych w szerokościach geodezyjnych $\varphi < 15^\circ$ współczynniki a , b , c są stałe zarówno dla składowej suchej, jak i mokrej.

Artur Niell zaproponował nowe funkcje odwzorowujące *IMF* (ang. Isobaric Mapping Functions), bazujące na rozwinięciu (4.108) i oparte o numeryczny model pogody *NCEP* (ang. National Centers for Environmental Prediction), oznaczone odpowiednio: *IMF_s* dla składowej suchej i *IMF_w* dla składowej mokrej

Tabela 4.11. Współczynniki funkcji odwzorowującej *NMF* dla składowej suchej i mokrej
 Table 4.11. Coefficients of the *NMF* hydrostatic and wet mapping functions

Współczynnik Coefficient	Szerokość geodezyjna – Latitude				
	$\varphi = 15^\circ$	$\varphi = 30^\circ$	$\varphi = 45^\circ$	$\varphi = 60^\circ$	$\varphi = 75^\circ$
$a_{avg} \times 10^{-3}$	1.2769934	1.2683230	1.2465397	1.2196049	1.2045996
$b_{avg} \times 10^{-3}$	2.9153695	2.9152299	2.9288445	2.9022565	2.9024912
$c_{avg} \times 10^{-3}$	62.610505	62.837393	63.721774	63.824265	64.258455
$a_{amp} \times 10^{-5}$	0.0	1.2709626	2.6523662	3.4000452	4.1202191
$b_{amp} \times 10^{-5}$	0.0	2.1414979	3.0160779	7.2562722	11.723375
$c_{amp} \times 10^{-5}$	0.0	9.0128400	4.3497037	84.795348	170.37206
$a_{wet} \times 10^{-4}$	5.8021897	5.6794847	5.8118019	5.9727542	6.1641693
$b_{wet} \times 10^{-3}$	1.4275268	1.5138625	1.4572752	1.5007428	1.7599082
$c_{wet} \times 10^{-2}$	4.3472961	4.6729510	4.3908931	4.4626982	5.4736038

(Niell, 2000, 2001). W funkcjach *IMFh* i *IMFw*, wartości współczynników a , b i c z rozwinięcia 4.108 będą wyznaczone na drodze interpolacji (poziomej i pionowej) dla każdego punktu z danych *NCEP* reprezentowanych w postaci siatki regularnej. Wyniki wyznaczeń funkcji *IMF* opartych o *NCEP* dla obszaru USA (<http://www.cdc.noaa.gov/>) oraz porównania z funkcją *NMF* (Niell, 1996) zostały przedstawione w pracy (Niell and Petrov, 2004). Parametryzacja współczynników a , b i c dla funkcji *IMF* oraz sposób interpolacji z *NMF* nie zostały jednak jeszcze opublikowane.

Kolejnymi funkcjami odwzorowującymi, które bazują na rozwinięciu (4.108), są funkcje *UNBabc* i *UNBab* (Guo and Langley, 2003), które zostały opracowane na podstawie profili z długoletnich radiosondowań z 51 stacji położonych w Ameryce Środkowej i Północnej oraz modelu atmosfery *CIRA86* (Fleming et al., 1988). Dla funkcji *UNBabc* współczynniki a , b i c są funkcjami szerokości geodezyjnej φ i wysokości anteny odbiornika h i dla części suchej wynoszą:

$$\begin{aligned}
 a_d &= (1.18972 - 0.026855 \cdot h + 0.10664 \cos \varphi)/1000; \\
 b_d &= 0.0035716; \\
 c_d &= 0.082456.
 \end{aligned}
 \tag{4.113}$$

Dla części mokrej współczynniki te mają następujące rozwinięcia:

$$\begin{aligned}
 a_w &= (0.61120 - 0.035348 \cdot h - 0.01526 \cos \varphi)/1000; \\
 b_w &= 0.0018576; \\
 c_w &= 0.062741,
 \end{aligned}
 \tag{4.114}$$

Dla funkcji *UNBab* rozwinięcie (4.108) ogranicza się do dwóch współczynników *a* i *b*, które dla części suchej wynoszą:

$$\begin{aligned} a_d &= (1.53804 - 0.039491 \cdot h + 0.17020 \cos \varphi)/1000; \\ b_d &= (50.0724 - 0.814759 \cdot h + 2.35232 \cos \varphi)/1000. \end{aligned} \quad (4.115)$$

Dla części mokrej współczynniki te mają następujące rozwinięcia:

$$\begin{aligned} a_d &= (0.73537 - 0.041172 \cdot h - 0.00202 \cos \varphi)/1000; \\ b_d &= (32.5627 - 0.670636 \cdot h - 0.15502 \cos \varphi)/1000. \end{aligned} \quad (4.116)$$

Funkcje te nie wymagają aktualnych danych meteorologicznych, jak ma to miejsce w przypadku funkcji *MTT* (Herring, 1992) oraz Ifadisa (Ifadis, 1986), stanowią więc alternatywę do funkcji *NMF* (Niell, 1996).

Nowy rodzaj funkcji odwzorowującej, bazującej na zależności geometrycznej między drogą fali w troposferze a faktyczną wysokością troposfery h_{atm} , podali Foelsche i Kirchengast (Foelsche and Kirchengast, 2001, 2002). Ma ona następującą postać:

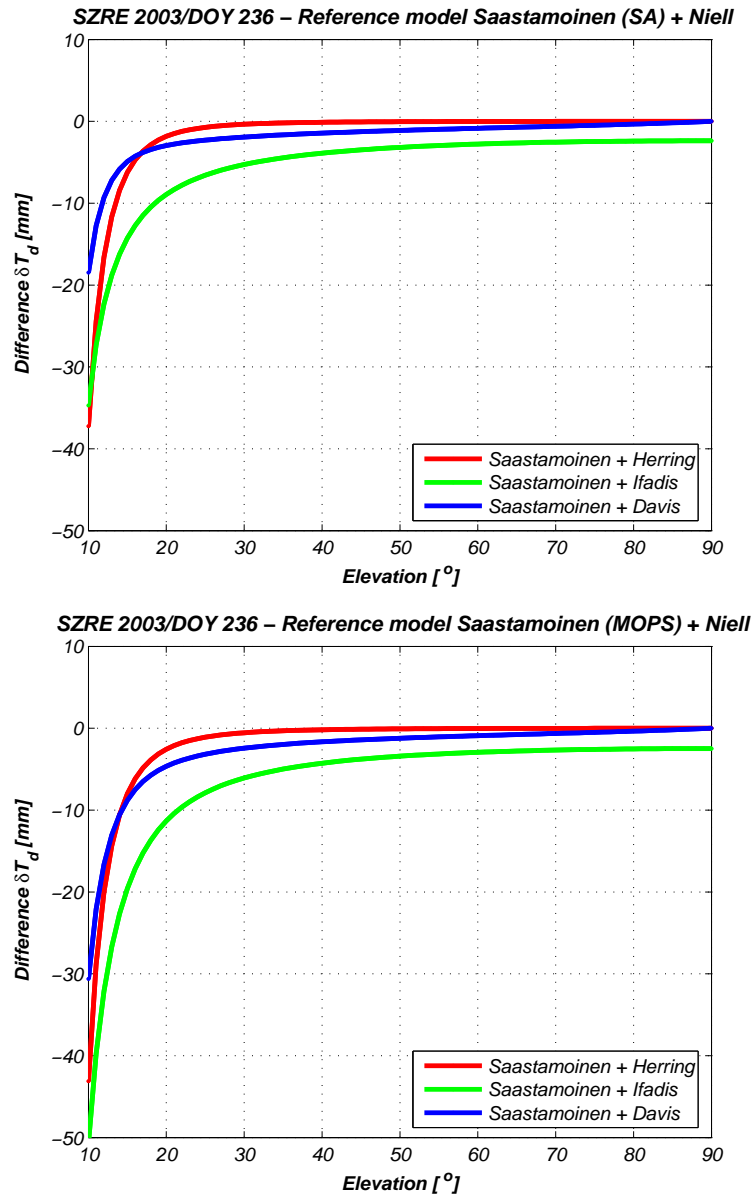
$$\begin{aligned} m(z) &= \left(\frac{R_E}{h_{atm}} + 1 \right) [\cos(\arcsin(\tilde{r} \sin z) - \tilde{r} \cos z)] \\ \tilde{r} &= \frac{R_E}{R_E + h_{atm}} \\ R_E &= 6371 \text{ km} \quad h_{atm} = 14.5 \text{ km} \end{aligned} \quad (4.117)$$

W pracy (Mendes, 1999) zostało opisanych szereg funkcji odwzorowujących oraz dokonano zestawienia danych, które dotyczą parametrów wejściowych dla poszczególnych funkcji wraz z ograniczeniami wynikającymi z minimalnej wysokości satelity ε_{min} . W tabeli 4.12 zostały zestawione wybrane funkcje odwzorowujące opóźnienie troposferyczne z kierunku zenitu na kierunek do satelity, zarówno dla składowej suchej, jak i mokrej.

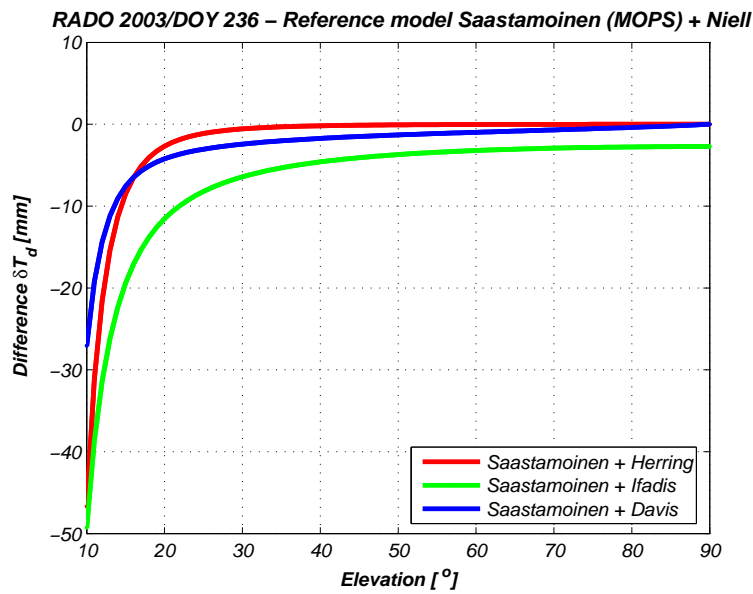
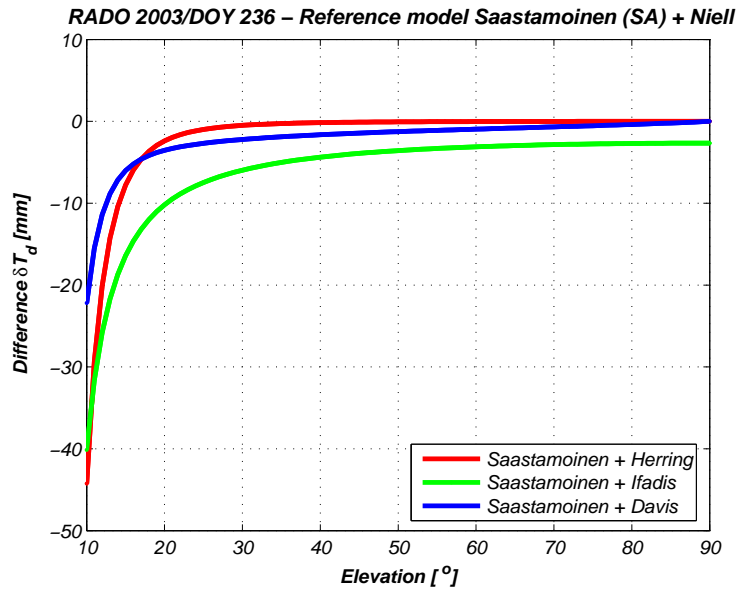
Na rysunkach 4.33 i 4.34 przedstawiono porównanie wybranych funkcji odwzorowujących dla składowej suchej z funkcją Niella wyznaczonych w oparciu o model atmosfery standardowej *SA* i *MOPS* dla punktów *SZRE* i *RADO* należących do sieci *KARKONOSZE*.

Na rysunkach 4.35 i 4.36, dla tych samych punktów *SZRE* i *RADO* przedstawiono przebiegi tych samych funkcji odwzorowujących dla składowej mokrej z funkcją Niella, wyznaczonych w oparciu o model atmosfery standardowej *SA* i *MOPS*.

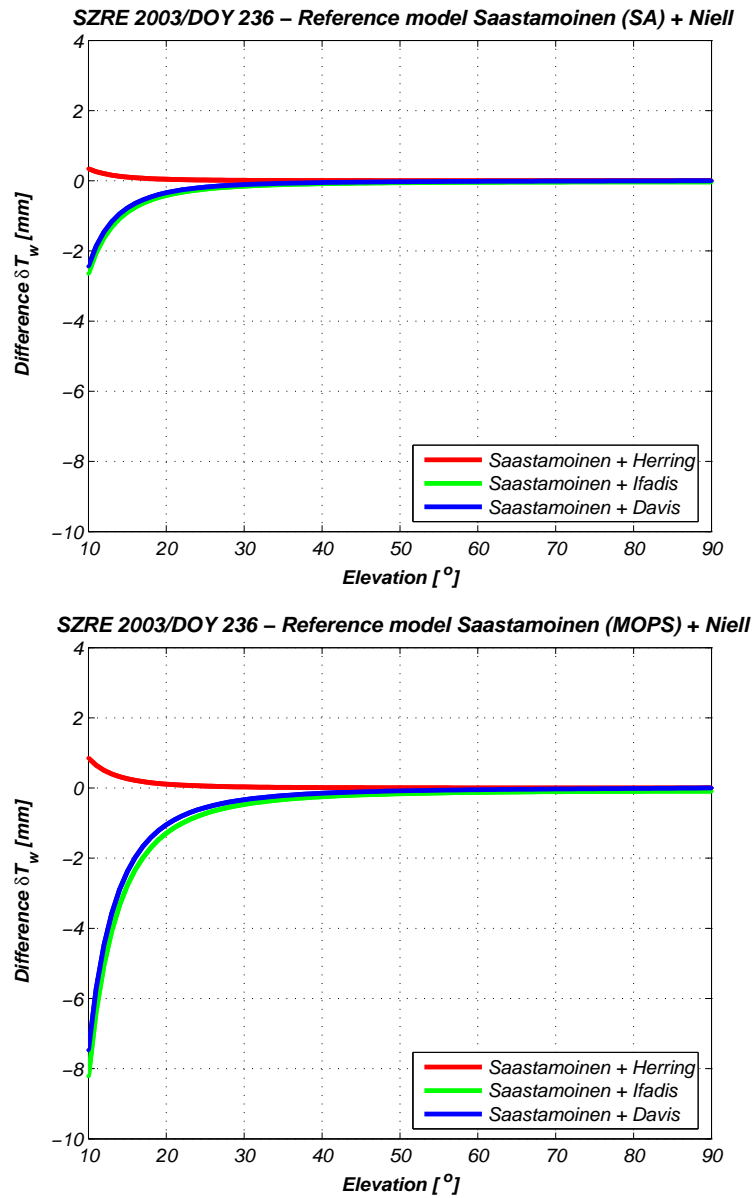
Wyniki powyższych porównań pokazują, jak znaczny wpływ na wyznaczenie opóźnienia troposferycznego ma wybór odpowiednich funkcji odwzorowujących opóźnienie troposferyczne z kierunku zenitu na kierunek do satelity. Różnice te sięgają, w przypadku sieci *KARKONOSZE* położonej w terenie górskim, do 50 mm w składowej hydrostatycznej (suchej) oraz 10 mm w składowej mokrej.



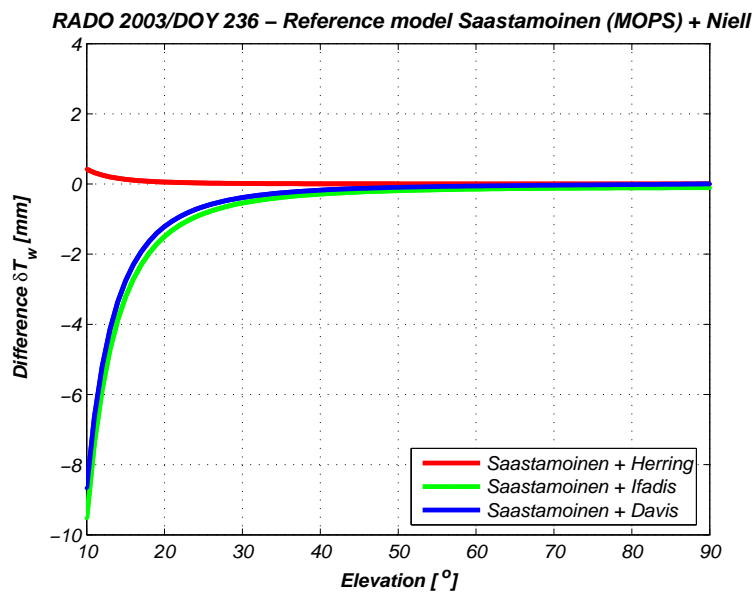
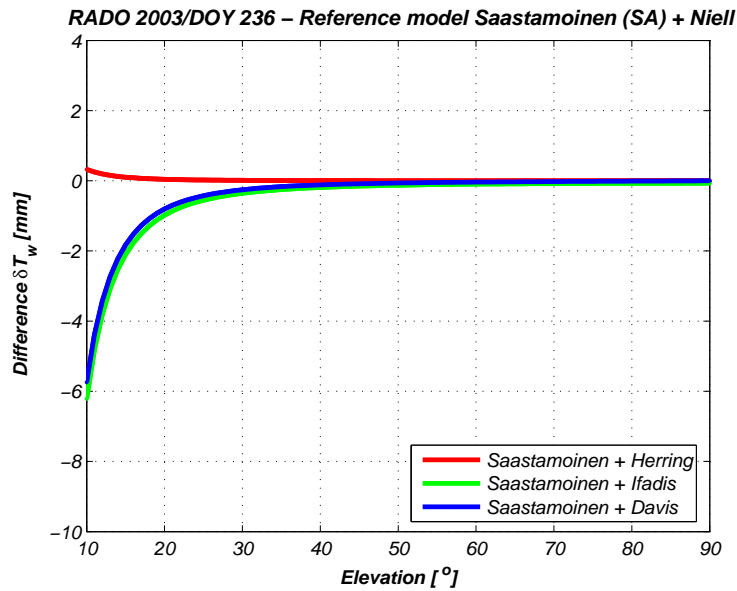
Rys. 4.33. Porównanie dla stacji *SZRE* wybranych funkcji odwzorowujących dla składowej hydrostatycznej z funkcją Niella – różnice w wartości opóźnienia – δT_d w mm
 Fig. 4.33. Comparison of selected hydrostatic mapping functions with the Niell model serving as reference – δT_d in mm for *SZRE* station



Rys. 4.34. Porównanie dla stacji *RADO* wybranych funkcji odwzorowujących dla składowej hydrostatycznej z funkcją Niella – różnice w wartości opóźnienia $-\delta T_d$ w mm
 Fig. 4.34. Comparison of selected hydrostatic mapping functions with the Niell model serving as reference – δT_d in mm for *RADO* station



Rys. 4.35. Porównanie dla stacji *SZRE* wybranych funkcji odwzorowujących dla składowej mokrej z funkcją Niella – różnice w wartości opóźnienia – δT_w w mm
 Fig. 4.35. Comparison of selected wet mapping functions with the Niell model serving as reference – δT_w in mm for *SZRE* station



Rys. 4.36. Porównanie dla stacji *RADO* wybranych funkcji odwzorowujących dla składowej mokrej z funkcją Niella – różnice w wartości opóźnienia – δT_w w mm
 Fig. 4.36. Comparison of selected wet mapping functions with the Niell model serving as reference – δT_w in mm for *RADO* station

Tabela 4.12. Porównanie wybranych funkcji odwzorowujących
Table 4.12. Comparison of selected mapping functions

Funkcja – Function	P	T	e	β	h_T	h	φ	Inne – Other	ε_{min}
(Baby et al., 1988)	✓	✓	✓			✓			10°
(Black, 1978)		✓							5°
(Chao, 1972, 1974)									1°
(Davis et al., 1985)	✓	✓	✓	✓	✓				5°
(Goad and Goodman, 1974)	✓	✓	✓			✓			n/a
(Herring, 1992)		✓				✓	✓		3°
(Hopfield, 1969)		✓				✓			n/a
(Ifadis, 1986)	✓	✓	✓						2°
(Marini and Murray, 1973)	✓	✓	✓			✓	✓		10°
(Niell, 1996)						✓	✓	DOY	3°
(Saastamoinen, 1973)	✓	✓	✓			✓			10°
(Yan and Ping, 1995)	✓	✓	✓	✓					2.5°
(Guo and Langley, 2003)						✓	✓		2°
(Foelsche and Kirchengast, 2001, 2002)									6°

4.3.2.6. Model stochastyczny oraz gradient opóźnienia troposferycznego

W procesie opracowania obserwacji GPS dla precyzyjnych wyznaczeń współrzędnych punktów (szczególnie wysokości) z zastosowaniem takich programów, jak **Bernese GPS Software** (Hugentobler et al., 2001, 2004) stosowany jest zarówno model deterministyczny, jak i stochastyczny. Opóźnienie troposferyczne wyznaczone jest jako funkcja czasu obserwacji t (interwały 2- lub 1-godzinne), oraz odległości zenitalnej z (zamiennie wysokości $\varepsilon = (90^\circ - z)$) satelity:

$$\delta T(t, z) = m_{apr.}(z) \cdot \delta T_0 + m(z) \cdot \delta T_0(t) \quad (4.118)$$

gdzie:

$\delta T(t, z)$ – opóźnienie troposferyczne w kierunku do satelity jako funkcja czasu obserwacji t oraz odległości zenitalnej satelity z ,

δT_0 – opóźnienie troposferyczne w kierunku zenitu wyznaczone na bazie modelu *a priori* (model deterministyczny) δT_0 (4.47),

$m_{apr.}(z)$ – funkcja odwzorowująca model *a priori* δT_0 z kierunku zenitu na kierunek do satelity,

$\delta T_0(t)$ – opóźnienie troposferyczne w kierunku zenitu jako funkcja czasu obserwacji t , tzw. korekta czasowa (model stochastyczny),

$m(z)$ – funkcja odwzorowująca opóźnienie $\delta T_0(t)$ z kierunku zenitu na kierunek do satelity.

W opracowaniu danych, przyjmując kąt obcięcia horyzontu poniżej 15° , obserwacje powinny być wagowane ze względu na wysokość ε satelity (Rothacher et al., 1998), funkcja wagująca ma następującą postać:

$$w(z) = \cos^2 z \quad (4.119)$$

gdzie: z jest odległością zenitalną satelity.

W sieci regionalnej *EPN* estymacja opóźnienia troposferycznego jest wykonywana zgodnie ze wzorem (4.118), przy czym stosowany jest model Niell (Hugentobler et al., 2001, 2004), czyli opóźnienie troposferyczne w kierunku zenitu jest estymowane z modelu Saastamoinena z funkcjami odwzorowującymi (dry, wet) Niella (Niell, 1996). Opracowanie obserwacji GPS jest wykonywane przy kącie obcięcia horyzontu 10° , z użyciem funkcji wagującej (4.119). Według tej samej procedury zostało estymowane opóźnienie troposferyczne w sieci *KARKONOSZE* z włączonymi obserwacjami GPS z pięciu stacji *IGS/EPN* (*BOR1*, *DRES*, *GOPE*, *WROC*, *WTZR*).

Na rysunku 4.37 przedstawiono otrzymane wartości opóźnienia oraz błędy *RMS* dla dwóch stacji (*GOPE* i *WROC*) z rozwiązania tygodniowego sieci *EPN* oraz sieci lokalnej *KARKONOSZE* nawiązanej do stacji *IGS/EPN*. Wyznaczone z rozwiązania sieci *EPN* wartości opóźnienia troposferycznego δT_0 w kierunku zenitu są uśrednionymi wartościami z min. trzech rozwiązań subsieci *EPN* dla każdej ze stacji. Wartości różnic między powyższymi rozwiązaniami dla wszystkich pięciu stacji *IGS/EPN* mieszczą się w przedziale (-30 mm, $+20$ mm).

W związku z tym, że troposferyczna odległość zenitalna \tilde{z} (kierunek o minimalnym opóźnieniu troposferycznym) nie pokrywa się z geometryczną (elipsoidalną) odległością zenitalną z (rys. 4.38), równanie (4.49) przyjmuje postać (Meindl et al., 2004):

$$\delta T(z) = m_d(\tilde{z}) \cdot \delta T_{d,0} + m_w(\tilde{z}) \cdot \delta T_{w,0} \quad (4.120)$$

Na podstawie rysunku 4.38 zależność między troposferyczną odległością zenitalną \tilde{z} a geometryczną odległością zenitalną z można wyrazić jako (Meindl et al., 2004):

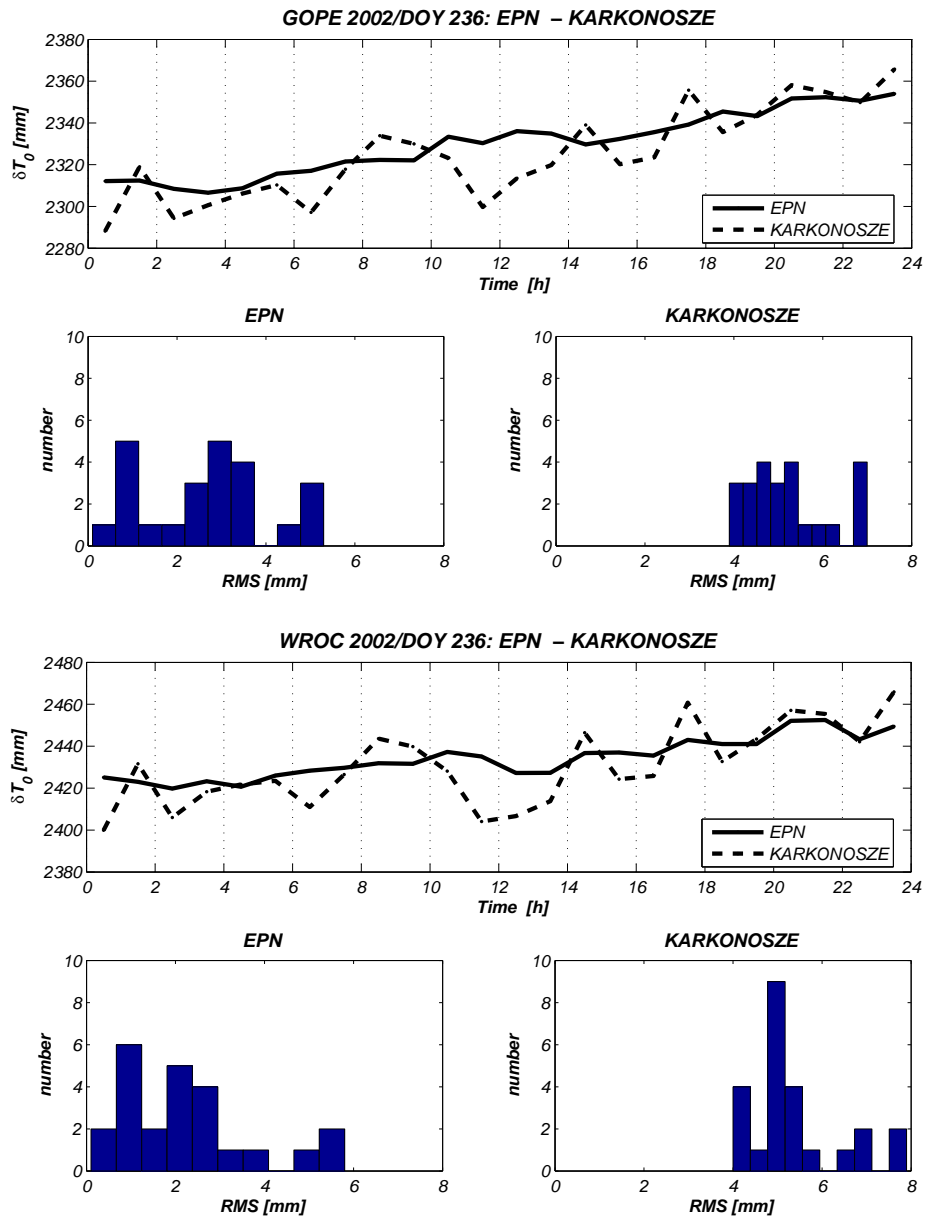
$$\tilde{z} = z + \gamma = z + G_N \cos(\alpha) + G_E \sin(\alpha) \quad (4.121)$$

gdzie:

γ – mały kąt między troposferyczną odległością zenitalną \tilde{z} a geometryczną odległością zenitalną z (rys. 4.38),

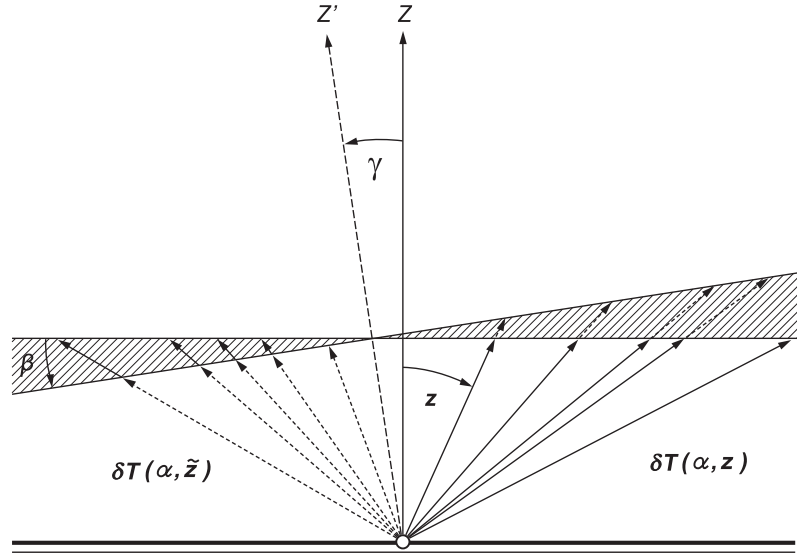
α – azymut satelity,

G_N, G_E – składowe poziome (północna i wschodnia) gradientu opóźnienia troposferycznego.



Rys. 4.37. Porównanie wyznaczeń δT_0 z rozwiązania sieci EPN i KARKONOSZE (bez danych meteo) dla stacji GOPE i WROC

Fig. 4.37. Comparison of estimated δT_0 from EPN solution and KARKONOSZE solution (without meteo data) for GOPE and WROC stations



Rys. 4.38. Pochylenie troposferycznego zenitu
Fig. 4.38. Tilting of the tropospheric zenith

Wartość kąta γ została określona empirycznie przez wielu autorów i mieści się w przedziale $\gamma = (30'' \div 40'')$.

Na podstawie prac (Herring, 1992; Bar-Sever et al., 1998; Mendes, 1999) równanie (4.120) można po uwzględnieniu (4.121) rozszerzyć o gradient i zapisać jako funkcję azymutu α oraz odległości zenitalnej satelity z :

$$\begin{aligned} \delta T(\alpha, z) &= m_d(z) \cdot \delta T_{d,0} + m_w(z) \cdot \delta T_{w,0} \\ &+ m_\alpha(z) [G_N \cos \alpha + G_E \sin \alpha] \end{aligned} \quad (4.122)$$

gdzie:

$m_\alpha(z)$ – funkcja odwzorowująca w azymucie α ,

W pracy (Chen and Herring, 1997) funkcję $m_\alpha(z)$ określono jako:

$$m_\alpha(z) = \frac{1}{\cos z \operatorname{ctg} z + 0.0032} \quad (4.123)$$

Po uwzględnieniu różnicy γ między troposferyczną odległością zenitalną \tilde{z} a geometryczną (elipsoidalną) odległością zenitalną z (rys. 4.38) równanie (4.118) przyjmuje zatem postać:

$$\delta T(t, z) = m_{apr.}(z) \cdot \delta T_0 + m(\tilde{z}) \cdot \delta T_0(t) \quad (4.124)$$

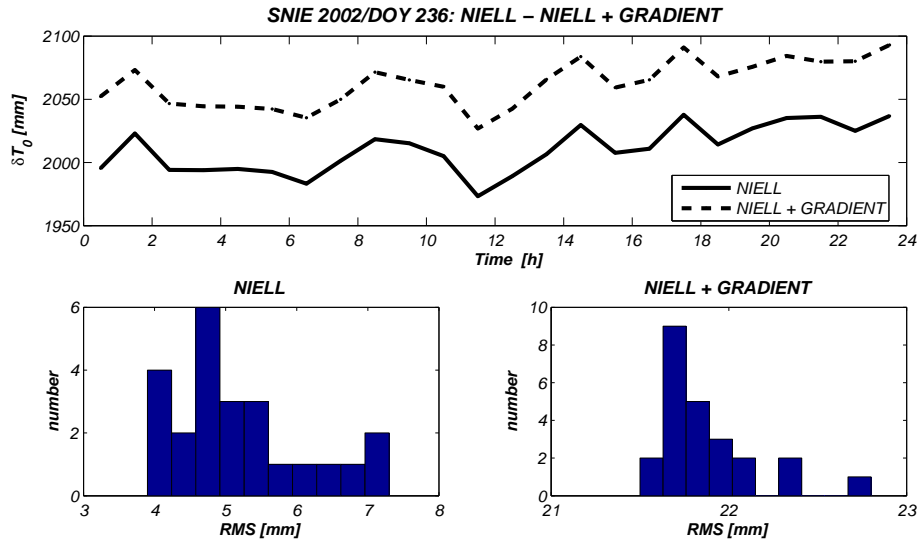
Uwzględniając zależność (4.121), analogicznie do (4.122), równanie opóźnienia troposferycznego w kierunku do satelity (4.124) można zapisać jako funkcję czasu

obserwacji t , azymutu α oraz odległości zenitalnej z (zamiennie wysokości $\varepsilon = (90 - z)$) satelity w postaci (Meindl et al., 2004):

$$\begin{aligned} \delta T(t, \alpha, z) &= m_{apr.}(z) \cdot \delta T_0 + m(z) \cdot \delta T_0(t) \\ &+ \delta T_N(t) \frac{\partial m}{\partial z} \cos \alpha + \delta T_E(t) \frac{\partial m}{\partial z} \sin \alpha \end{aligned} \quad (4.125)$$

gdzie:

$\delta T_N(t) = \delta T(t)x_N$ i $\delta T_E(t) = \delta T(t)y_E$ – północna N i wschodnia E składowa gradientu troposferycznego jako funkcji czasu obserwacji t .



Rys. 4.39. Porównanie wyznaczeń δT_0 z rozwiązania sieci KARKONOSZE (bez i z estymacją gradientu poziomego) dla stacji SNIE

Fig. 4.39. Comparison of estimated δT_0 from KARKONOSZE solution (without and with horizontal gradient estimation) for SNIE stations

Estymacja gradientu troposferycznego (4.121) powoduje poprawę powtarzalności wyznaczanych poziomych współrzędnych punktów, ale tylko w przypadku opracowań przy kącie obciążenia horyzontu $\leq 5^\circ$ (Meindl et al., 2004). Obserwacje GPS z sieci lokalnych jakimi dysponował autor, były prowadzone przy kącie obciążenia horyzontu $\geq 10^\circ$. Wprowadzenie do procesu przetwarzania estymacji gradientu poziomego spowodowało znaczny wzrost wartości opóźnienia troposferycznego δT_0 , tj. o około 50 mm oraz błędów RMS do poziomu około 22 mm (rys. 4.39).

5. Model lokalnej troposfery

Pomiarom sieci GPS położonych w terenach górskich towarzyszy duża zmienność warunków atmosferycznych zarówno w przestrzeni, jak i w czasie (Doerflinger et al., 1998; Brockmann et al., 2000; Vigny et al., 2002; Borkowski et al., 2002; Bosy and Figurski, 2003). W procesie wyznaczania opóźnienia troposferycznego, szczególnie dla części mokrej, należy uwzględnić zmienność atmosfery, głównie ze względu na dokładność wyznaczanych wysokości punktów sieci.

5.1. Model lokalnej troposfery z obserwacji meteorologicznych

Jednym ze sposobów odzwierciedlenia stanu atmosfery na obszarze sieci GPS, położonej w terenie górskim, jest budowa lokalnego modelu atmosfery. Dane wejściowe do takiego modelu stanowią obserwacje meteorologiczne prowadzone równoległe z pomiarami GPS na tych samych punktach. Jeśli pomiary nie są prowadzone na wszystkich punktach, dodatkowo można wykorzystać obserwacje ze stacji i posterunków meteorologicznych. W tym przypadku konieczne jest wyznaczenie parametrów meteorologicznych dla wszystkich punktów GPS na drodze modelowania (interpolacji). Poniżej przedstawiono procedurę interpolacyjną realizującą to zagadnienie (Borkowski et al., 2002).

Wartości parametrów meteorologicznych, a mianowicie: temperatury T_{GPS} , ciśnienia P_{GPS} oraz wilgotności względnej H_{GPS} w punktach GPS, są wyznaczone na drodze interpolacji jako średnie arytmetyczne ważone $\bar{\xi}_{GPS}$:

$$\bar{\xi}_{GPS} = \frac{\sum_{i=1}^n \xi_i w_i}{\sum_{i=1}^n w_i} \quad (5.1)$$

gdzie: ξ_i są parametrami meteorologicznymi T_i [$^{\circ}C$], P_i [hPa] i H_i [%] z n punktów, na których wykonano obserwacje meteorologiczne, natomiast wagi w_i obliczane są zależnie od interpolowanego parametru.

Temperatura T_{GPS} w punktach GPS jest wyznaczana według (5.1) w oparciu o temperaturę w punktach z obserwacjami meteorologicznymi $\xi_i = T_i$, natomiast wagę oblicza się korzystając z zależności:

$$w_i = (h_{GPS} - h_i)^{-4} \quad (5.2)$$

gdzie $h_{GPS} - h_i$ jest różnicą wysokości między punktem GPS a i -tym punktem meteorologicznym.

Ciśnienie atmosferyczne P_{GPS} w punktach GPS wyznaczone jest z danych $\xi_i = P_i$ pochodzących z punktów z obserwacjami meteorologicznymi, natomiast waga wyznaczana jest z zależności:

$$\frac{1}{w_i} = (x_{GPS} - x_i)^2 + (y_{GPS} - y_i)^2 \quad (5.3)$$

gdzie:

x_{GPS} i y_{GPS} – współrzędne płaskie punktu GPS,

x_i i y_i – współrzędne płaskie punktu z obserwacjami meteorologicznymi,

oraz zachodzi zależność (Kluźniak, 1954):

$$\log P_i = \log P_j + \frac{h_j - h_{GPS}}{\bar{\mu} \left(1 + \frac{T_{GPS} + T_j}{546}\right)} \quad i = j \quad (5.4)$$

gdzie współczynnik $\bar{\mu}$ (standardowo $\bar{\mu} \approx 18400$ [m/°C]) obliczany jest jako średnia arytmetyczna dla obszaru sieci, w oparciu o punkty z obserwacjami meteorologicznymi:

$$\bar{\mu} = \frac{h_i - h_j}{\left(1 + \frac{T_i + T_j}{546}\right) \log \frac{P_j}{P_i}} \quad \begin{array}{l} i = 1, 2, \dots, n \\ j = i, i + 1, \dots, n - 1 \end{array} \quad (5.5)$$

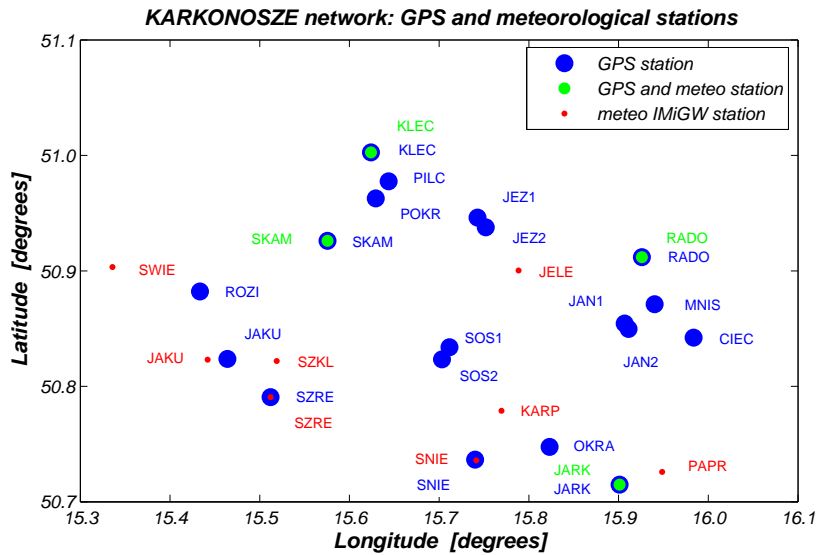
Wilgotność względna H_{GPS} w punktach GPS jest obliczana na podstawie wilgotności względnej w punktach z obserwacjami meteorologicznymi $\xi_i = H_i$, natomiast wagi w_i wyznaczone są na podstawie zależności:

$$\frac{1}{w_i} = (x_{GPS} - x_i)^2 + (y_{GPS} - y_i)^2 + (h_{GPS} - h_i)^2 \quad (5.6)$$

W pracach (Borkowski et al., 2002; Bosy and Figurski, 2003) przedstawiono wyniki, jakie otrzymano z zastosowaniem powyższej procedury (5.1) interpolacyjnej dla sieci testowej *ŚNIEŻNIK*. W tym przypadku dane wejściowe stanowiły obserwacje meteorologiczne z kilku punktów sieci, co nie dało pełnej możliwości weryfikacji modelu lokalnej atmosfery oraz wyznaczonych na jego podstawie opóźnień troposferycznych, a także wysokości punktów.

5.2. Model lokalnej troposfery na obszarze sieci *KARKONOSZE*

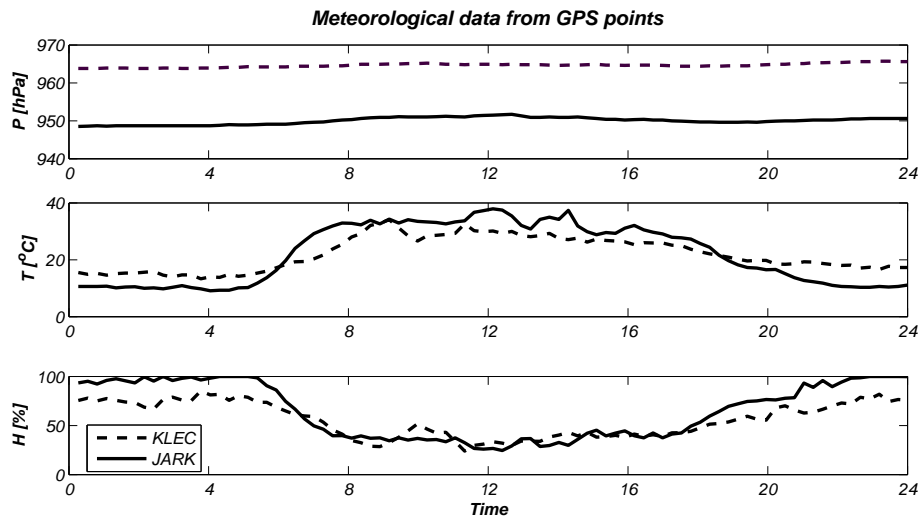
W niniejszej pracy, model lokalnej troposfery *LA* został opracowany dla sieci *KARKONOSZE*. Dane wejściowe do budowy modelu *LA* stanowiły obserwacje meteorologiczne, prowadzone równoległe z pomiarami GPS (punkty GPS i meteo) na czterech punktach sieci *KARKONOSZE* (rys. 5.1). Drugą część danych wejściowych stanowiły obserwacje ze stacji i posterunków meteorologicznych Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej Oddział we Wrocławiu *IMiGW* (punkty meteo), położonych na obszarze sieci *KARKONOSZE* oraz przyległym (rys. 5.1).



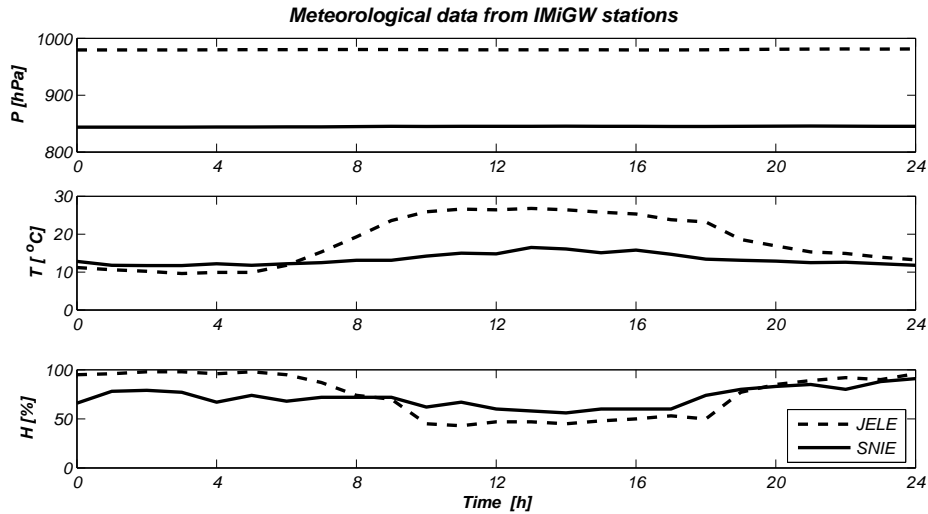
Rys. 5.1. Dane wejściowe do modelu lokalnej atmosfery *LT* z obszaru sieci *KARKONOSZE*

Fig. 5.1. Input data for local atmosphere model *LT* on the area of *KARKONOSZE* network

Pomiary parametrów meteorologicznych: ciśnienia P [hPa], temperatury T [$^{\circ}C$] oraz wilgotności względnej H [%] na punktach GPS były wykonywane za pomocą przenośnych stacji meteorologicznych *LAB-EL LB-715* z panelami *LB-755* w interwałach 15 min (rys. 5.2). Obserwacje parametrów meteorologicznych: P [hPa], T [$^{\circ}C$] oraz H [%] ze stacji *IMiGW* były realizowane w interwałach 1 godz. (rys. 5.3), natomiast w przypadku posterunków meteorologicznych były to obserwacje T [$^{\circ}C$] i H [%], wykonywane czterokrotnie w ciągu doby (o godz. 0:00, 6:00, 12:00 oraz 18:00). W sumie, w procesie budowy modelu lokalnej troposfery *LT* zostało dla każdego dnia obserwacyjnego w poszczególnych kampaniach pomiarowych na sieci *KARKONOSZE* wykorzystanych kilkanaście punktów z obserwacjami meteorologicznymi.



Rys. 5.2. Dane wejściowe do modelu lokalnej troposfery LT z wybranych punktów GPS sieci $KARKONOSZE$
 Fig. 5.2. Input data for local troposphere model LT from selected GPS points of $KARKONOSZE$ network

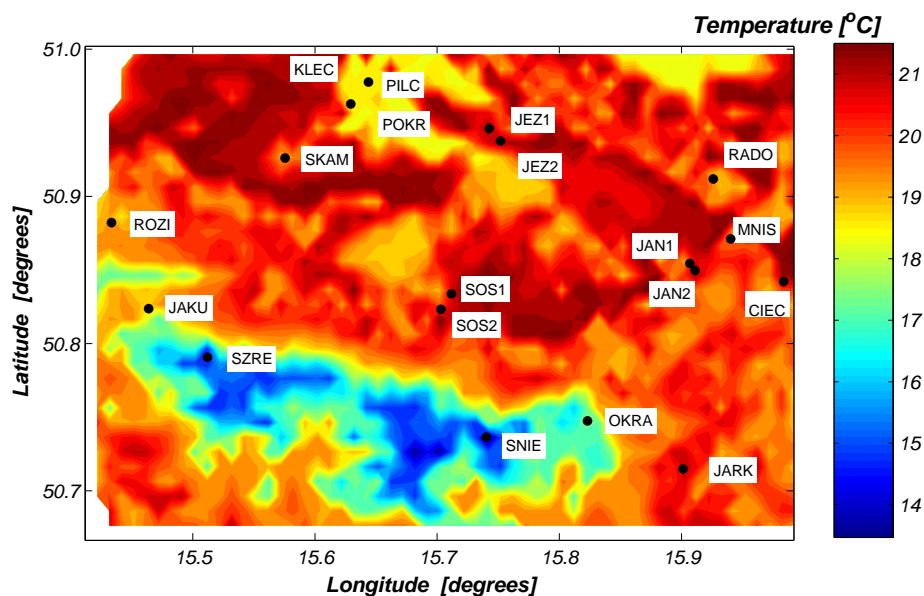


Rys. 5.3. Dane wejściowe do modelu lokalnej troposfery LT z wybranych stacji $IMiGW$ na obszarze sieci $KARKONOSZE$
 Fig. 5.3. Input data for local troposphere model LT from selected $IMiGW$ stations on the area of $KARKONOSZE$ network

Na rysunkach 5.2 i 5.3 przedstawiono wykresy parametrów atmosferycznych: P , T oraz H dla wybranych dwóch punktów GPS ($KLEC$ i $JARK$) sieci $KARKONOSZE$ oraz dwóch stacji $IMiGW$ ($JELE$ i $SNIE$) dla dnia obserwacyjnego 24 sierpnia 2002 roku ($DOY236$).

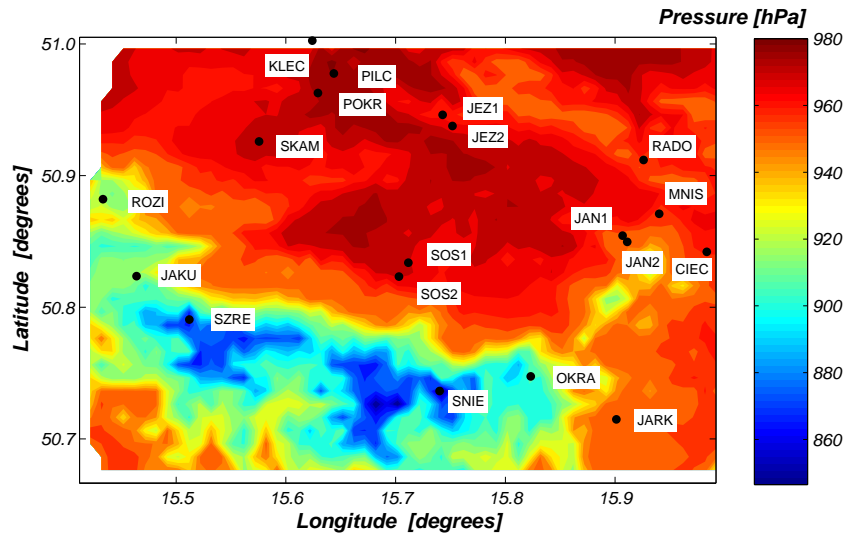
Powyższe dane wejściowe pozwoliły na utworzenie modelu lokalnej troposfery (5.1) dla każdego dnia obserwacyjnego kampanii pomiarowych realizowanych na sieci $KARKONOSZE$ w latach 2001–2003. Wyniki modelowania stanowią pliki $RINEX\ METEO$ z parametrami meteorologicznymi: P , T oraz H , dla każdego punktu GPS sieci $KARKONOSZE$ w interwałach 30 min.

Na rysunkach 5.4, 5.5 i 5.6 przedstawiono rozkłady średnich dobowych parametrów atmosferycznych: P , T oraz H obliczonych z modelu lokalnej troposfery LT na obszarze sieci $KARKONOSZE$ dla dnia obserwacyjnego 24 sierpnia 2002 roku ($DOY236$, godz. 12 : 00).



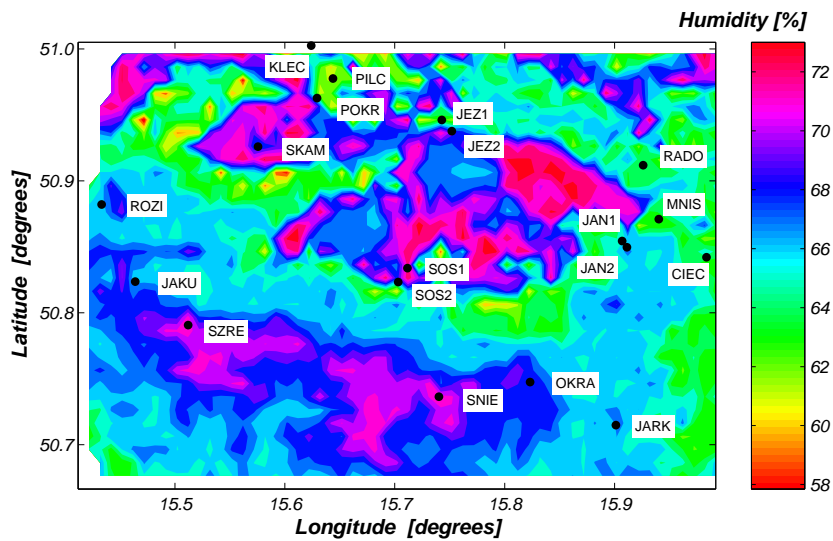
Rys. 5.4. Model lokalnej troposfery LT na obszarze sieci $KARKONOSZE$: rozkład temperatury ($DOY236$ 12 : 00)

Fig. 5.4. Local troposphere model LT on the area of $KARKONOSZE$ network: temperature distribution ($DOY236$ 12 : 00)



Rys. 5.5. Model lokalnej troposfery *LT* na obszarze sieci *KARKONOSZE*: rozkład ciśnienia (*DOY* 236 12 : 00)

Fig. 5.5. Local troposphere model *LT* on the area of *KARKONOSZE* network: pressure distribution (*DOY* 236 12 : 00)

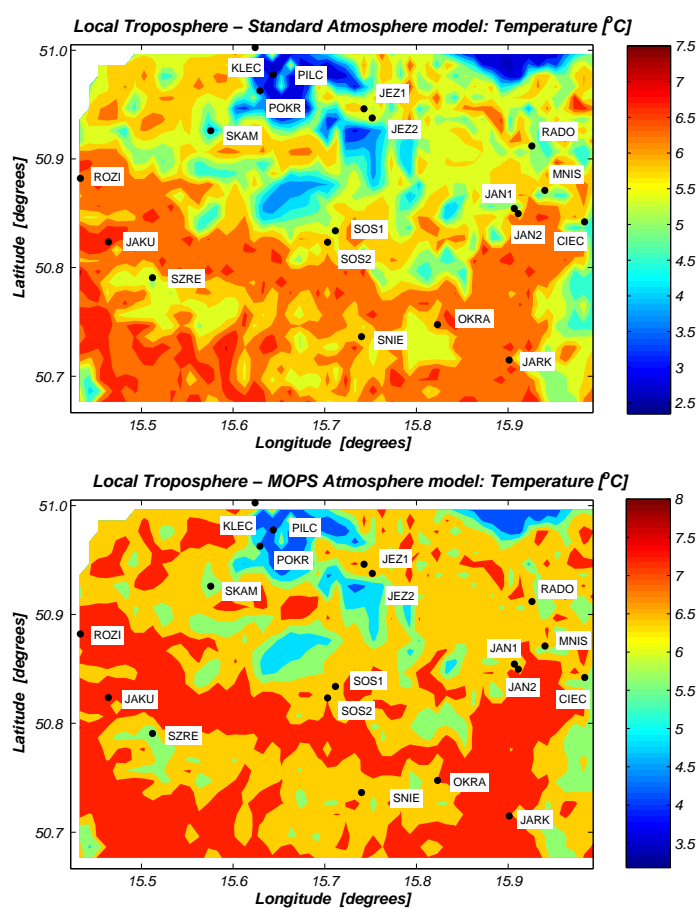


Rys. 5.6. Model lokalnej troposfery *LT* na obszarze sieci *KARKONOSZE*: rozkład wilgotności (*DOY* 236 12 : 00)

Fig. 5.6. Local troposphere model *LT* on the area of *KARKONOSZE* network: humidity distribution (*DOY* 236 12 : 00)

5.3. Porównanie modelu lokalnej troposfery z modelem atmosfery standardowej i *MOPS*

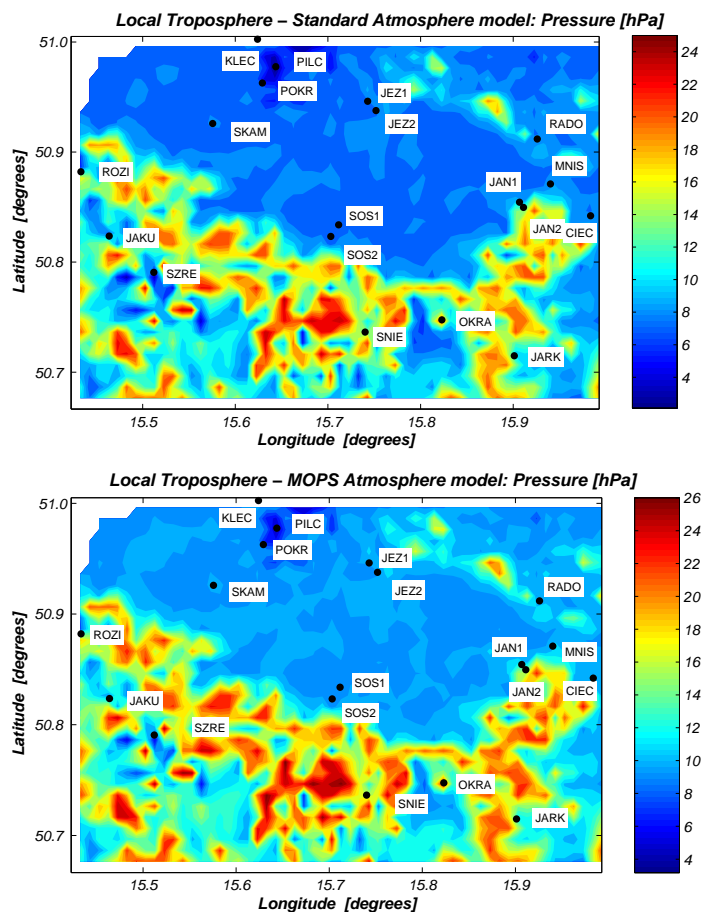
Model lokalnej troposfery *LT* wykazuje znaczne różnice w stosunku do modeli: atmosfery standardowej *SA* i *MOPS*. Na rysunkach 5.7, 5.8 i 5.9 przedstawiono różnice między średnimi dobowymi wartościami parametrów meteorologicznych (temperatury *T*, ciśnienia *P* i wilgotności *H*) wyznaczonymi z modelu lokalnej troposfery *LT* oraz modeli atmosfery standardowej *SA* i *MOPS*, dla obszaru objętego siecią *KARKONOSZE*.



Rys. 5.7. Różnice między modelem lokalnym *LT* a modelami atmosfery standardowej *SA* i *MOPS* na obszarze sieci *KARKONOSZE*: rozkład temperatury (*DOY*236 12 : 00)

Fig. 5.7. Differences between local troposphere model *LT* and models of standard atmosphere *SA* and *MOPS* on the area of *KARKONOSZE* network: temperature distribution (*DOY*236 12 : 00)

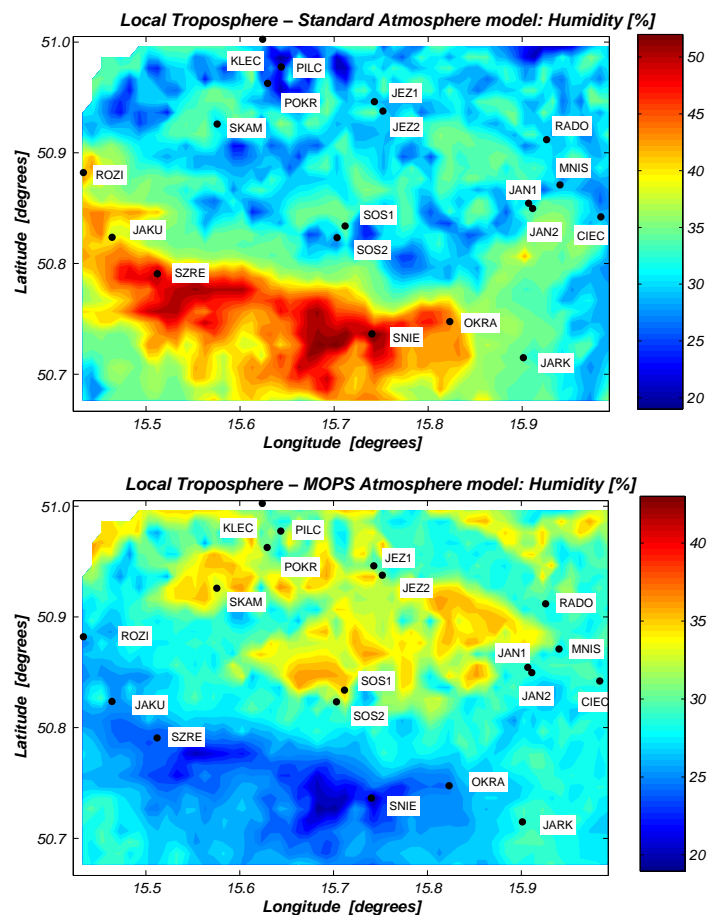
W przypadku temperatury różnice te mieszczą się w przedziale ($1^{\circ}C$, $7^{\circ}C$) (rys. 5.7). Maksymalne różnice w wartościach ciśnienia sięgają $25\ hPa$ (rys. 5.8).



Rys. 5.8. Różnice między modelem lokalnym *LT* a modelami atmosfery standardowej *SA* i *MOPS* na obszarze sieci *KARKONOSZE*: rozkład ciśnienia (*DOY*236 12 : 00)

Fig. 5.8. Differences between local troposphere model *LT* and models of standard atmosphere *SA* and *MOPS* on the area of *KARKONOSZE* network: pressure distribution (*DOY*236 12 : 00)

Największe różnice między modelem lokalnej troposfery *LT* a modelami atmosfery standardowej *SA* i *MOPS* dotyczą wartości wilgotności i osiągają maksymalnie 42% (rys. 5.9).



Rys. 5.9. Różnice między modelem lokalnym *LT* a modelami atmosfery standardowej *SA* i *MOPS* na obszarze sieci *KARKONOSZE*: rozkład wilgotności (*DOY*236 12 : 00)

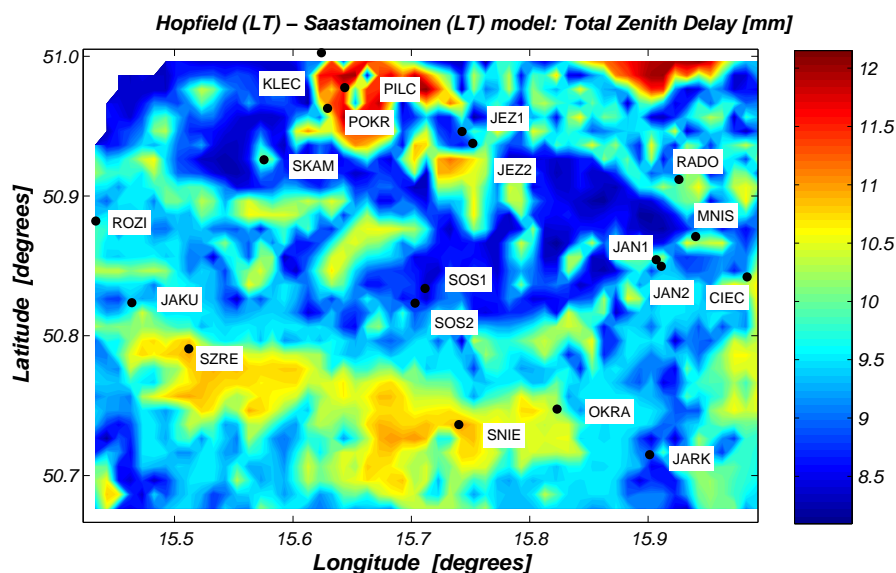
Fig. 5.9. Differences between local troposphere model *LT* and models of standard atmosphere *SA* and *MOPS* on the area of *KARKONOSZE* network: humidity distribution (*DOY*236 12 : 00)

Model lokalnej troposfery *LT* charakteryzuje się dodatkowo większą rozdzielczością czasową (w przypadku modelu opracowanego dla sieci *KARKONOSZE* 30 min).

5.4. Modelowanie opóźnienia troposferycznego w oparciu o model lokalnej troposfery

W procesie opracowania obserwacji GPS z wykorzystaniem programu *Bernese GPS Software* nie jest konieczne wyznaczanie korekty czasowej (4.118), gdyż rozdzielczość 30 min modelu lokalnej troposfery *LT* pozwala wyznaczać wartości opóźnienia troposferycznego dla przedziałów czasowych. Standardowe wyznaczenia opóźnienia troposferycznego wykonywane są w sieciach regionalnych (np. EUREF, SAPOS) dla interwałów 1 godz.

W oparciu o model lokalnej troposfery *LT* (średnie dobowe wartości warunków atmosferycznych) wyznaczono opóźnienie troposferyczne w kierunku zenitu δT_0 z zastosowaniem modeli *a priori*: Saastamoinena (4.60) i Hopfield (4.53) na obszarze sieci *KARKONOSZE* dla całego dnia obserwacyjnego (*DOY236*) z roku 2002. Na rysunku 5.10 przedstawiono różnice między wartościami opóźnienia troposferycznego z powyższych wyznaczeń.



Rys. 5.10. Różnice między opóźnieniem troposferycznym w kierunku zenitu δT_0 wyznaczonym z modeli: Hopfield (4.54) i Saastamoinena (4.60) określone z modelu lokalnej troposfery *LT* dla obszaru sieci *KARKONOSZE*

Fig. 5.10. Difference between Tropospheric Zenith Delay δT_0 computed from Hopfield (4.54) and Saastamoinen (4.60) models on the base of local troposphere model *LT* for area of *KARKONOSZE* network

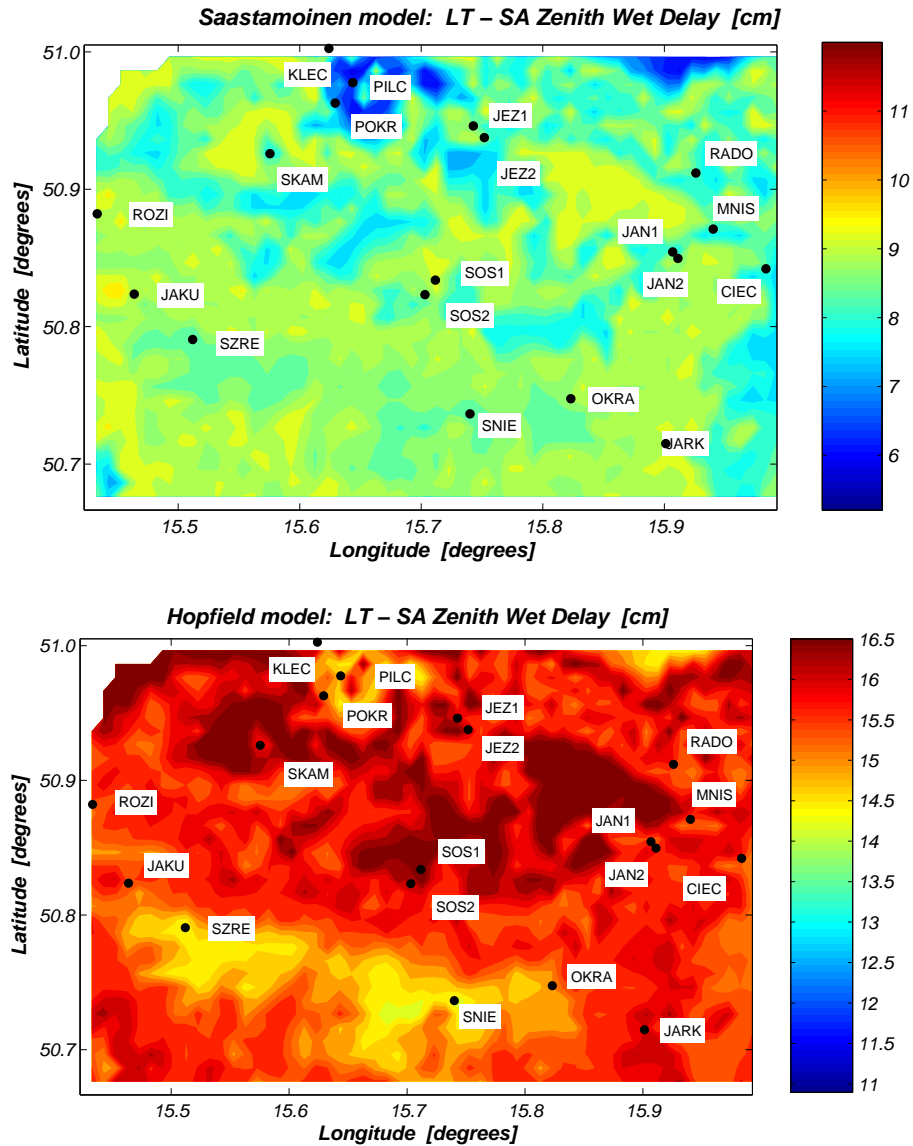
Wartości różnic między opóźnieniem troposferycznym w kierunku zenitu δT_0 wyznaczonym z modelu Hopfield i modelu Saastamoinena, dla przykładu przedstawionego na rysunku 5.10, mieszczą się w przedziale (+8.1 mm, +12.1 mm).

Maksymalne wartości tych różnic są jednak mniejsze niż w przypadku porównań wartości opóźnienia troposferycznego w kierunku zenitu δT_0 wyznaczonego z modelu Hopfield i modelu Saastamoinena, na podstawie modelu atmosfery standardowej (rys. 4.27).

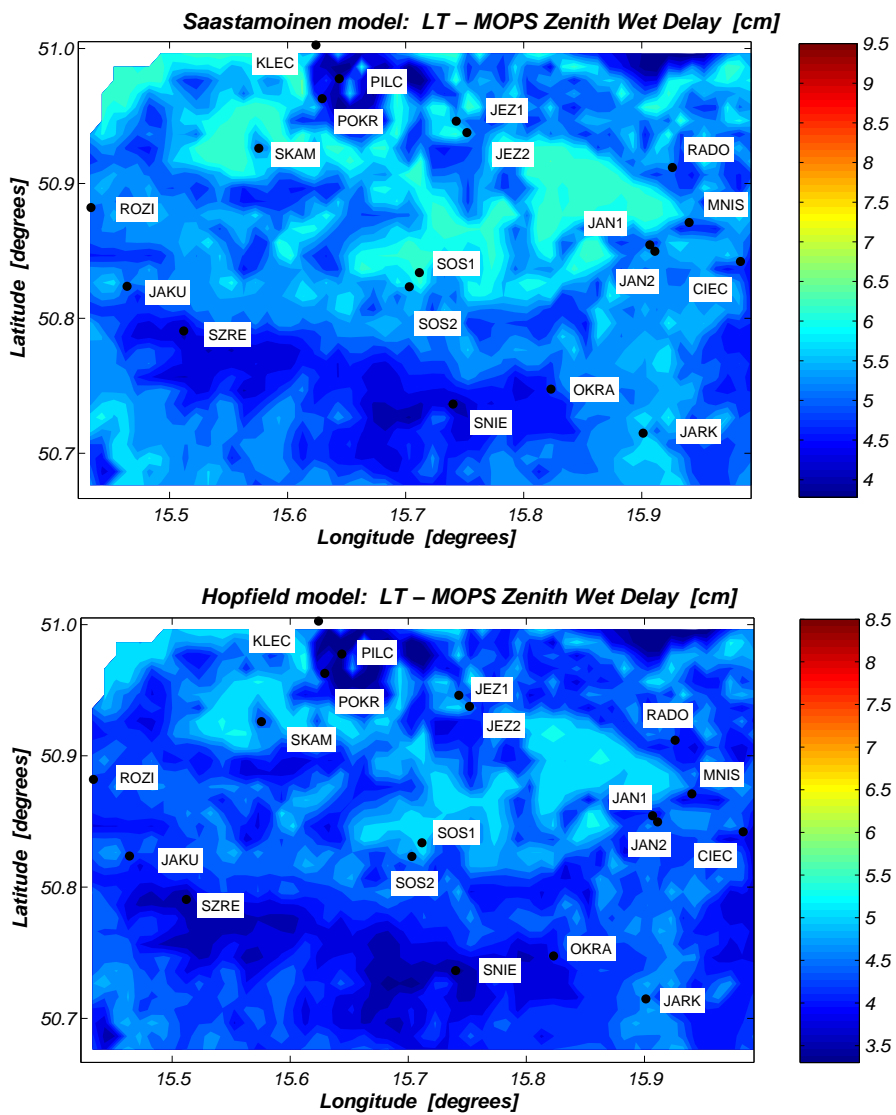
Porównanie wyznaczonych wartości opóźnienia troposferycznego z modelu lokalnej atmosfery *LT* z wyznaczeniami z modelu atmosfery standardowej *SA* oraz modelu *MOPS* dla składowej mokrej $\delta T_{0,w}$ przedstawiono na rysunkach 5.11 i 5.12.

Jak wynika z rysunków 5.11 i 5.12, różnice między opóźnieniem wyznaczonym dla składowej mokrej z modelu lokalnej atmosfery *LT* i modelu *MOPS*, zarówno w przypadku funkcji Hopfield (4.54), jak i Saastamoinena (4.60), mieszczą się w przedziale (3 cm, 6 cm). Duże wartości tych różnic występują w przypadku modelu atmosfery standardowej *SA*. Dla funkcji modelującej Saastamoinena (4.60) – nie przekraczają 10 cm, jednak dla funkcji Hopfield (4.54) wartości tych różnic są znaczne i osiągają maksymalnie 16.5 cm. Dla składowej suchej wartości tych różnic są na tym samym poziomie zarówno dla modelu atmosfery standardowej *SA*, jak i *MOPS*.

Model lokalnej troposfery *LT* oddaje lepiej zmienność warunków atmosferycznych panujących w terenie górskim niż modele atmosfery standardowej *SA* i *MOPS*. Model lokalnej troposfery *LT* w przypadku sieci lokalnych położonych w terenach górskich został więc przyjęty jako podstawa modelu deterministycznego opóźnienia troposferycznego w kierunku zenitu δT_0 dla składowej suchej $\delta T_{0,d}$ i mokrej $\delta T_{0,w}$. Przejście do wartości opóźnienia troposferycznego w kierunku do satelity $\delta T(z)$ następuje za pomocą funkcji odwzorowujących Niella (Niell, 1996). Stanowi on alternatywę do sposobu modelowania opóźnienia troposferycznego, stosowaną np. w sieci *EPN*, gdzie estymacja opóźnienia troposferycznego jest wykonywana zgodnie ze wzorem (4.118), w którym opóźnienie troposferyczne w kierunku zenitu jest estymowane z modelu Saastamoinena z funkcjami odwzorowującymi (dry, wet) Niella (Niell, 1996).



Rys. 5.11. Różnice między opóźnieniem troposferycznym w kierunku zenitu dla składowej mokrej $\delta T_{0,w}$ wyznaczonym z modelu lokalnej troposfery *LT* i modelu atmosfery standardowej *SA* dla obszaru sieci *KARKONOSZE* (*DOY* 236 12 : 00)
 Fig. 5.11. Difference between Zenith Wet Delay $\delta T_{0,w}$ computed from local troposphere model *LT* and standard atmosphere *SA* model for area of *KARKONOSZE* network (*DOY* 236 12 : 00)



Rys. 5.12. Różnice między opóźnieniem troposferycznym w kierunku zenitu dla składowej mokrej $\delta T_{0,w}$ wyznaczonym z modelu lokalnej troposfery *LT* i modelu *MOPS* dla obszaru sieci *KARKONOSZE*

Fig. 5.12. Difference between Zenith Wet Delay $\delta T_{0,w}$ computed from local troposphere model *LT* and *MOPS* model for area of *KARKONOSZE* network

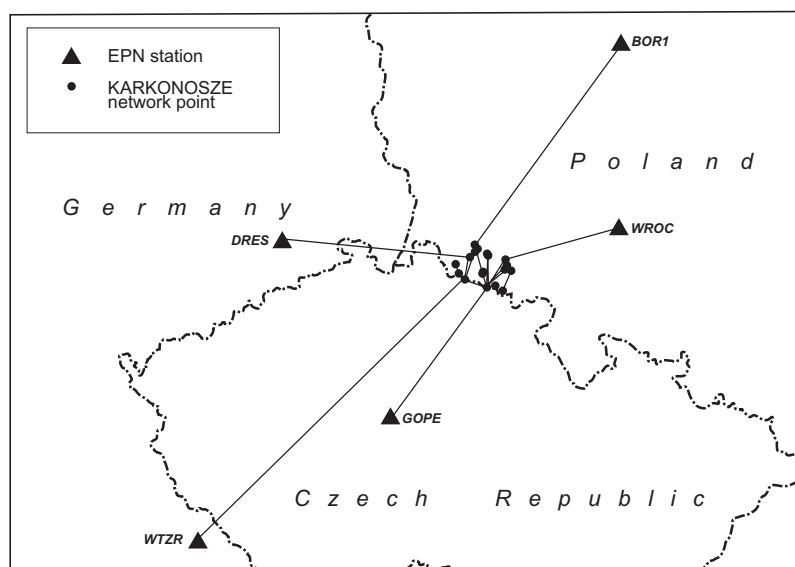
6. Metodyka opracowania lokalnych sieci GPS położonych w terenach górskich

6.1. Nawiązanie sieci lokalnej

Nawiązanie sieci lokalnej do sieci stacji permanentnych pozwala na wprowadzenie produktów *IGS/EPN* do procesu opracowania takiej sieci. Stacje permanentne *IGS/EPN* służą między innymi do realizacji ziemskiego układu odniesienia, wyznaczania precyzyjnych orbit satelitów GPS, modeli jonosfery oraz parametrów troposfery.

W pierwszej kolejności opracowanie sieci lokalnej może być prowadzone w określonej realizacji układu odniesienia (Boucher and Altamimi, 2001). Opracowanie sieci lokalnej *KARKONOSZE* było prowadzone w układzie *ITRF2000* (Altamimi et al., 2002).

Do nawiązania sieci lokalnej *KARKONOSZE* wykorzystano stacje permanentne *IGS/EPN*, położone najbliżej obszaru objętego siecią, gdyż jest ona wykorzystywana do badań geodynamicznych. Wybór stacji został poprzedzony analizą ciągów czasowych rozwiązań tygodniowych sieci *EPN* zgodnie z procedurą przedstawioną w pracach (Borkowski et al., 2001, 2003). Z grupy stacji permanentnych położonych w odległości do 800 km wybrano na podstawie tej analizy stacje, które mają podobny trend liniowy (rys. 6.1).



Rys. 6.1. Sieć *KARKONOSZE* nawiązana do stacji *EPN*
Fig. 6.1. Connection of *KARKONOSZE* network to *EPN* stations

Realizację układu *ITRF2000* na epokę (t_e) kampanii pomiarowej wykonano dla stacji nawiązania według następującej formuły:

$$\begin{Bmatrix} X_{ITRF2000} \\ Y_{ITRF2000} \\ Z_{ITRF2000} \end{Bmatrix}_{(t_e)} = \begin{Bmatrix} X_{ITRF2000} \\ Y_{ITRF2000} \\ Z_{ITRF2000} \end{Bmatrix}_{(t_0)} + \begin{Bmatrix} V_{X_{ITRF2000}} \\ V_{Y_{ITRF2000}} \\ V_{Z_{ITRF2000}} \end{Bmatrix} \times (t_e - t_0) \quad (6.1)$$

gdzie:

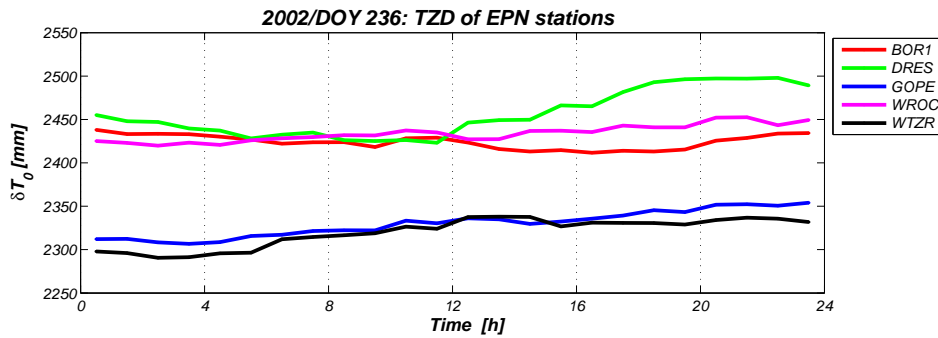
V – wektor prędkości *ITRF2000* stacji nawiązania,

t_0 – epoka odniesienia układu *ITRF2000* (1997.0).

Jako element nawiązania są używane także orbity precyzyjne w formacie SP3 (Remondi, 1989; Hilla, 2002). Do opracowania sieci *KARKONOSZE* zostały użyte końcowe orbity precyzyjne *CODE Final*, charakteryzujące się dokładnością poniżej 5 cm (Hugentobler et al., 2004).

Trzecim produktem wykorzystywanym w opracowaniu sieci lokalnych, szczególnie na etapie wyznaczania nieoznaczoności, jest model jonosfery (rozdział 4.3.1.4). W pracy autor bazował na modelach *CODE* (Schaer, 1999) oraz *WUTE-L* (Bosy et al., 2003; Bosy and Figurski, 2003).

Wynikami rozwiązań sieci regionalnej *EPN*, uzyskiwanych w centrum analiz BKG, są parametry troposfery (rozdział 4.3.2.1) w postaci wyznaczonych wartości opóźnienia troposferycznego w kierunku zenitu δT_0 dla poszczególnych stacji (rys. 6.2), dla każdego dnia w interwałach 1 h (Habrich, 2002).



Rys. 6.2. Wartości opóźnienia troposferycznego w kierunku zenitu δT_0 dla stacji nawiązania sieci *KARKONOSZE*

Fig. 6.2. Total zenith delay values δT_0 of reference stations of *KARKONOSZE* network

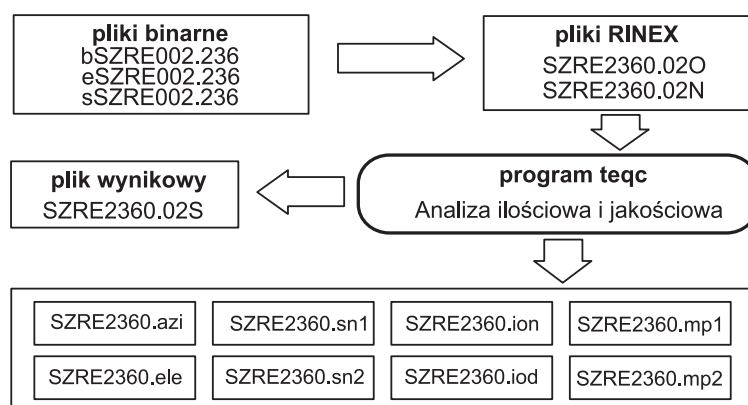
Wartości tych opóźnień mogą być wykorzystywane jako dane wejściowe w procesie wyznaczania parametrów troposfery lub do weryfikacji wyznaczeń opóźnienia troposferycznego dla tych stacji, w przypadku innego aniżeli w sieci *IGS/EPN* sposobu ich modelowania (rozdział 4.3.2.6 oraz 5).

6.2. Opracowanie obserwacji

Pliki obserwacyjne z formatu binarnego odbiorników GPS są konwertowane do formatu tekstowego, niezależnego od sprzętu pomiarowego (ang. **R**eceiver **I**ndependent **E**xchange **R**INEX format: <ftp://igsceb.jpl.nasa.gov/igsceb/data/format/rinex210.txt>).

W nagłówkach plików **RINEX** umieszczone są nazwy odbiorników oraz anten odbiorczych zgodnie z oznaczeniami przyjętymi przez **IGS/NGS** (tabela nazw: *rcvr_ant.tab*). Umożliwia to bezpośrednie użycie modeli centrów fazowych anten, opracowanych przez **NGS** (rozdział 4.1) i zapisanych w formacie **IGS**. Modele centrów fazowych anten w formacie **IGS** te są akceptowane przez program **Bernese GPS Software** wersja 4.2 (Hugentobler et al., 2001), natomiast wersja 5.0 (Hugentobler et al., 2004) akceptuje również format **ANTEX** (Rothacher and Schmid, 2004).

Pliki w formacie **RINEX** stanowią podstawę do wstępnej analizy danych obserwacyjnych – kontroli ilościowej i jakościowej obserwacji. Zgodnie z zaleceniami **IGS** kontrolę ilościową i jakościową obserwacji przeprowadza się z wykorzystaniem programu **teqc**, opracowanego przez **UNAVCO Inc.** (<http://www.unavco.ucar.edu/software/teqc/teqc.html>), zgodnie ze schematem przedstawionym na rysunku 6.3.



Rys. 6.3. Schemat kontroli ilościowej i jakościowej obserwacji GPS z wykorzystaniem programu **teqc** **UNAVCO Inc.**

Fig. 6.3. Diagram of quality and quantity control of GPS observations using **teqc** **UNAVCO Inc.** software

W wyniku wstępnej analizy danych programem **teqc** otrzymuje się pliki wynikowe z informacjami dotyczącymi: obserwowanych satelitów (*pliki *.azi i *.ele oraz pliki *.sn1, *.sn2*), błędu wielotorowości (*pliki *.mp1, *.mp2*) (rozdział: 4.2.1; rys. 4.8), opóźnienia jonosferycznego (*pliki *.iod i *.ion*). Format tych plików pozwala

na wizualizację powyższych wyników np. programem *gt UNAVCO Inc.* działającym w ramach pakietu *Bernese GPS Software* i wykorzystywanym w tym środowisku do wizualizacji graficznej residuów oraz *qcview UNAVCO Inc.* i *cf2sky NGS*.

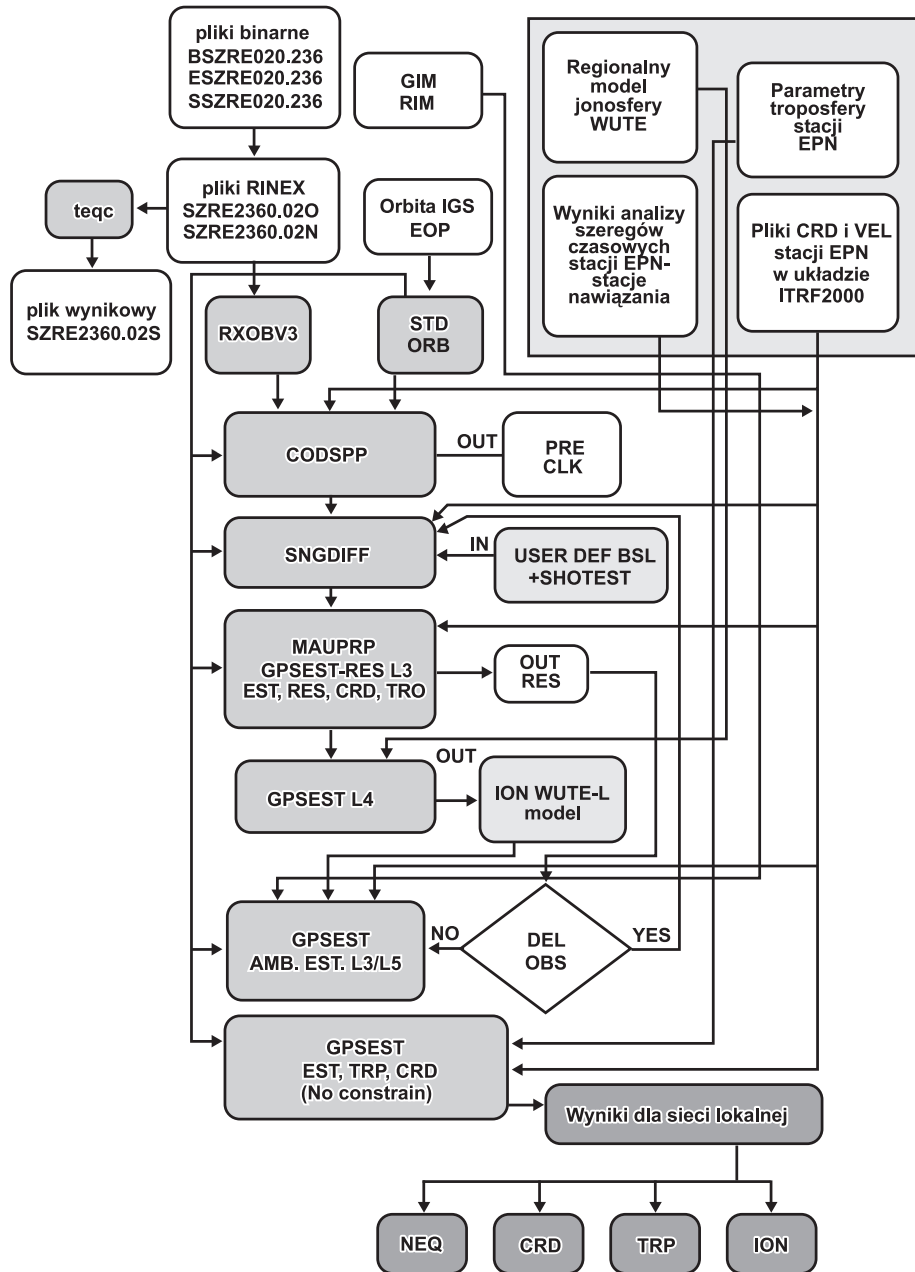
Zweryfikowane pod względem ilościowym i jakościowym obserwacje podlegają opracowaniu w ramach programu *Bernese GPS Software*, zgodnie z algorytmem opracowanym w pracy (Bosy and Figurski, 2003) i przedstawionym na rysunku 6.4. Jest on modyfikacją algorytmu obliczeń stosowanym w sieci *EPN* (Habrich, 2002). Jako wyjściowy wykorzystano algorytm opracowania obserwacji dobowych GPS stosowany w Lokalnym Centrum Analiz *WUT EPN* Politechniki Warszawskiej (Figurski, 2001). Algorytm ten, w zastosowaniu do sieci położonych w terenach górskich, został zmodyfikowany poprzez włączenie do procesu estymacji opóźnienia troposferycznego lokalnego modelu atmosfery (rozdział 5). Szczegółowe omówienie metody estymacji opóźnienia troposferycznego zostało przedstawione w podrozdziale 6.3 niniejszej pracy.

W pierwszej kolejności obliczeń następuje wstępne opracowanie obserwacji kodowych z wykorzystaniem modułów *CODCHK* i *CODSPP* (rys. 6.4). Pierwszy z nich ma na celu znalezienie obserwacji odstających, na bazie równań pojedynczych różnic (3.11). Moduł *CODSPP* ma na celu synchronizację zegarów odbiorników z czasem GPS.

Drugim etapem opracowania obserwacji GPS jest zdefiniowanie układu wektorów niezależnych: moduł *SNGDIF* (rys. 6.4). W przypadku sieci lokalnych, w których obserwacje były prowadzone jednorodnym sprzętem pomiarowym, jako metodę wyboru niezależnych linii bazowych stosuje się metodę najkrótszych połączeń – *SHORTEST* (Mervart et al., 1994). Algorytm ten nie jest optymalny, jeśli materiał obserwacyjny nie jest jednorodny jakościowo (różne odbiorniki i anteny) i ilościowo (różny czas obserwacji). Z takim materiałem obserwacyjnym mamy najczęściej do czynienia w sieciach lokalnych. Dla sieci *KARKONOSZE* zaproponowano metodę wyboru niezależnych wektorów, bazującą na metodzie *SHORTEST*, jednocześnie uwzględniającą niejednorodność materiału obserwacyjnego, nazwaną *USER-DEF* (Bosy and Figurski, 2003):

ETAP 1. Wybierane są punkty *grupa 1*, na których obserwacje są pełne (C/A , L_1 , P_1 , L_2 i P_2). Pozostałe punkty stanowią *grupę 3*. Z *grupy 1* są także przenoszone do *grupy 3* punkty, na których następowała zmiana anteny odbiorczej lub obserwacje charakteryzują zróżnicowaną jakością (np. błędem wielotorowości) w poszczególnych kampaniach pomiarowych. Z *grupy 1* wybierane są także punkty, dla których liczba obserwacji jest mniejsza niż 60% średniej liczby obserwacji obliczonych dla wszystkich punktów (Schüler, 2001). Punkty te są przenoszone do *grupy 2*. W oparciu pozostałe punkty *grupy 1* tworzona jest sieć wektorów niezależnych metodą *SHORTEST* i zapisywana w pliku *BASELINE*.

ETAP 2. Punkty z *grupy 2* dołączane są do punktów *grupy 1* metodą *SHORTEST*; plik *BASELINE* zostaje uzupełniony o kolejne niezależne wektory.

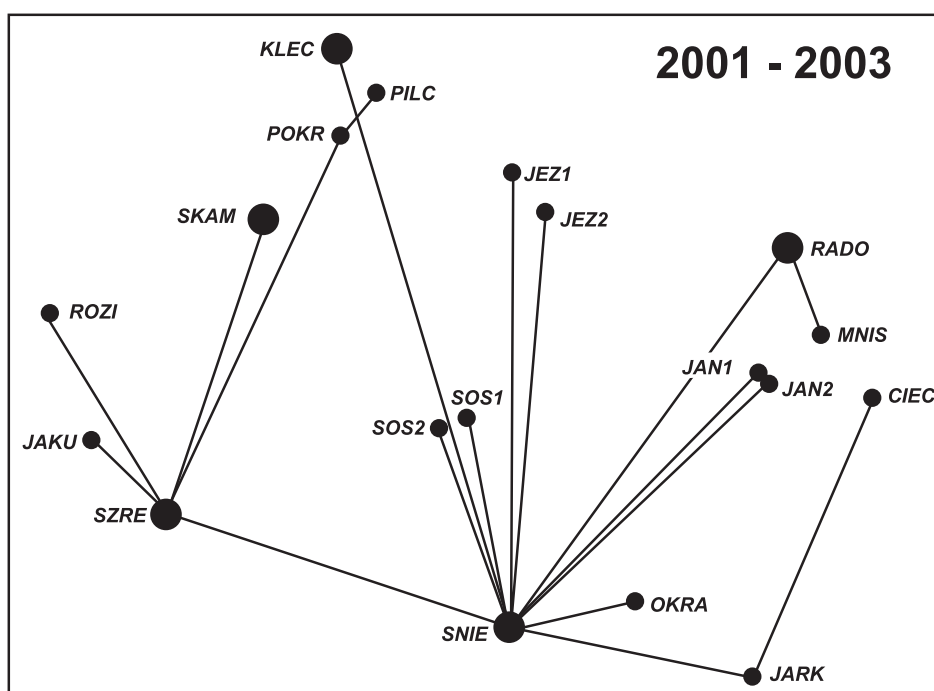


Rys. 6.4. Algorytm precyzyjnego opracowania obserwacji dobowych GPS w sieciach lokalnych (Bosy and Figurski, 2003)

Fig. 6.4. Diagram of strategy of daily GPS precise data processing in local networks (Bosy and Figurski, 2003)

ETAP 3. Punkty z grupy 3 dołączane są do punktów grupy 1 metodą *SHORT-TEST*; plik *BASELINE* zostaje uzupełniony o kolejne niezależne wektory, których końcowa liczba jest o jeden mniejsza niż liczba punktów sieci.

Na rysunku 6.5 przedstawiono układ wektorów niezależnych, jaki został zastosowany do opracowania sieci *KARKONOSZE* metodą *USER-DEF* w kampaniach pomiarowych w latach 2001–2003.



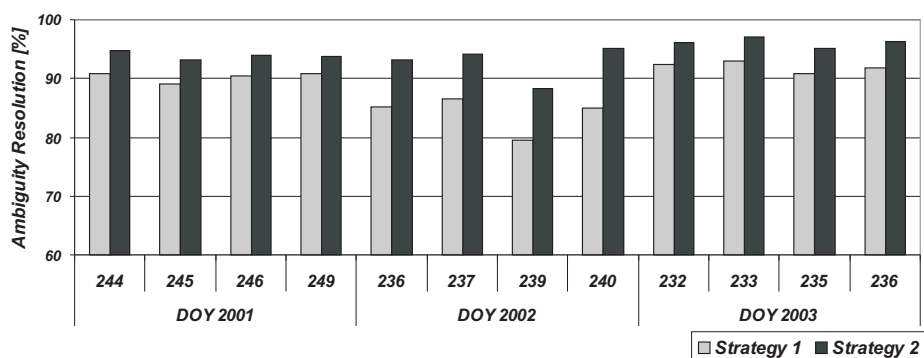
Rys. 6.5. Wybrane metodą *USER-DEF* niezależne wektory użyte do opracowania sieci *KARKONOSZE* (kampanie 2001-2003)

Fig. 6.5. The independent baselines used for data processing of *KARKONOSZE* network (campaigns 2001-2003) selected by *USER-DEF* method

Niezależne wektory (rys. 6.5) są podstawą do tworzenia równań potrójnych różnic (3.15) obserwacji fazowych oraz testowania kombinacji liniowych obserwacji fazowych L_1 i L_2 (rozdział 3.3). Na tym etapie opracowania wychwytywane i naprawiane są przeskoki fazy „cycle slips” oraz następuje przewagowanie obserwacji błędnych, np. ze względu na błąd spowodowany wielotorowością (rozdział 4.2). W przypadku braku możliwości naprawienia tych fragmentów obserwacji, w których nastąpiły przeskoki fazy – są one usuwane. Ten etap opracowania realizowany jest w ramach modułu *MAUPRP* (rys. 6.4).

W kolejnym kroku wyznaczane są w module *GPSEST* (rys. 6.4) współrzędne przybliżone punktów z dokładnością centymetrową z wykorzystaniem kombinacji liniowej „Ionosphere-free” fazy L_3 (3.26) równań podwójnych różnic (3.12). W ramach tego samego modułu opracowywany zostaje lokalny model jonosfery *WUTE – L* (rozdział 4.3.1.4), który jest wykorzystywany w kolejnym etapie opracowania, związanym z rozwiązaniem nieoznaczoności.

Jako metodę rozwiązania nieoznaczoności wybrano poszukiwanie nieoznaczoności w dziedzinie obserwacji, w wyniku testowania dwóch strategii opisanych w rozdziale 3.4.1.2, także w ramach modułu *GPSEST* (rys. 6.4). Na rysunku 6.6 przedstawiono porównanie wyników rozwiązania nieoznaczoności (% rozwiązanych nieoznaczoności) z wykorzystaniem powyższych strategii w sieci *KARKONOSZE* dla poszczególnych dni obserwacyjnych w ramach kampanii 2001, 2002 i 2003.



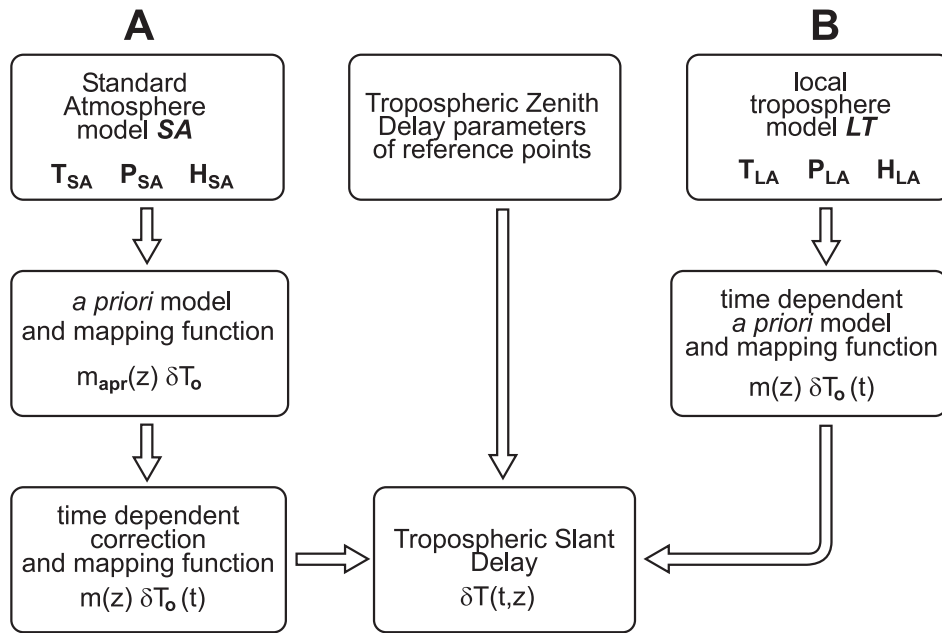
Rys. 6.6. Porównanie wyników rozwiązania nieoznaczoności dla sieci *KARKONOSZE* dla dwóch strategii (*Strategia 1* – szary i *Strategia 2* – czarny)

Fig. 6.6. Comparison of ambiguity solution results of the *KARKONOSZE* network for two strategies (*Strategy 1* – grey and *Strategy 2* – black)

Jak wynika z rysunku 6.6, w przypadku niejednorodnego materiału obserwacyjnego, wyższy poziom rozwiązanych nieoznaczoności dała *Strategia 2*, która została przyjęta jako optymalna w procesie opracowywania obserwacji w sieciach lokalnych położonych w terenach górskich.

6.3. Estymacja parametrów troposfery i współrzędnych punktów

Procedury estymacji opóźnienia troposferycznego, jakie zostały zastosowane w przypadku sieci *KARKONOSZE* z wykorzystaniem programu *Bernese GPS Software*, przedstawiono schematycznie na rysunku 6.7.

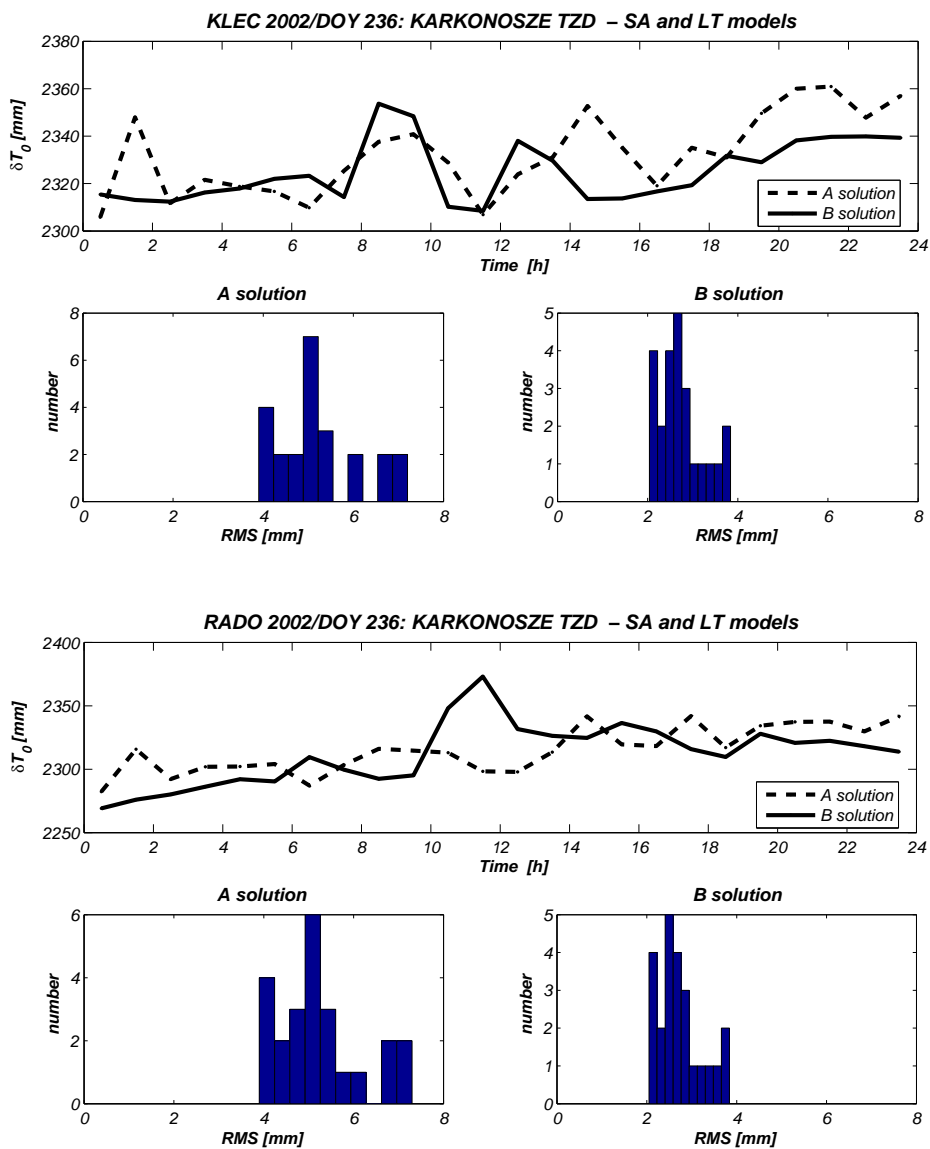


Rys. 6.7. Procedura estymacji opóźnienia troposferycznego w sieci lokalnej (A: standardowy, B: lokalny)

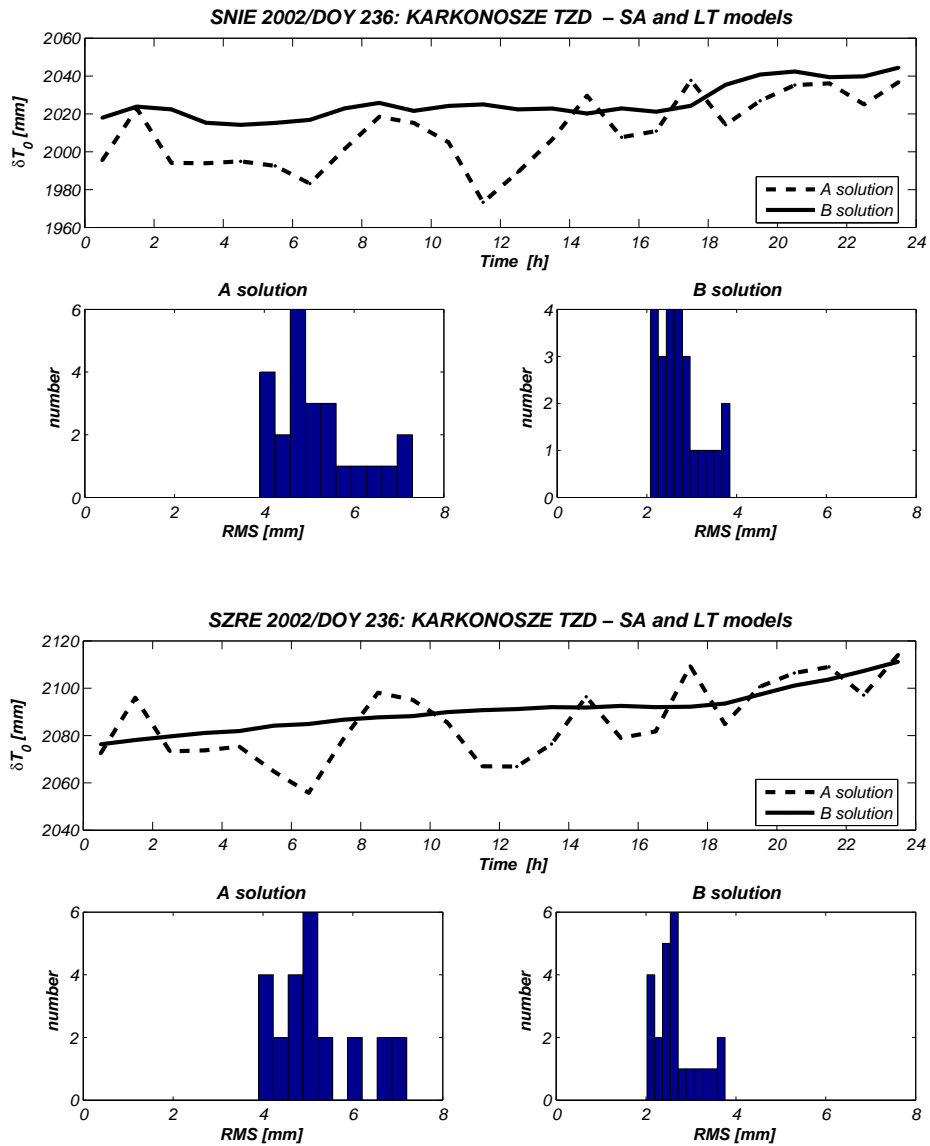
Fig. 6.7. Troposphere delay estimation procedure (A: standard, B: local)

Schemat ten (rys. 6.7) ukazuje dwie procedury estymacji opóźnienia troposferycznego. Procedura **A** bazuje na modelu atmosfery standardowej *SA*; jest ona dwuetapowa i została szczegółowo opisana w rozdziale 4.3.2.6. Podstawą estymacji opóźnienia troposferycznego w procedurze **B** jest model lokalnej troposfery *LT*, opisany w rozdziale 5 oraz rozwiązanie jednoetapowe. Zarówno do **A**, jak i **B** można wprowadzić jako dane wejściowe znane wartości opóźnienia troposferycznego w kierunku zenitu δT_0 dla punktów nawiązania, którymi są stacje permanentne *EPN/IGS* (rys. 6.2). Przeliczenie wartości opóźnienia troposferycznego z kierunku zenitu na kierunek do satelity zarówno dla procedury **A**, jak i **B** odbywa się z wykorzystaniem funkcji Niella (Niell, 1996) dla składowej suchej i mokrej, które zostało opisane w rozdziale 4.3.2.5.

Na rysunkach 6.8 i 6.9 przedstawiono wykresy wartości wyznaczonego opóźnienia troposferycznego w kierunku zenitu δT_0 oraz jego dokładność *RMS* dla



Rys. 6.8. Porównanie estymowanych δT_0 (rozwiązania **A** i **B**) dla punktów sieci *KARKONOSZE: KLEC* i *RADO*
 Fig. 6.8. Comparison of estimated δT_0 (**A** and **B** solutions) for *KARKONOSZE* network points: *KLEC* and *RADO*

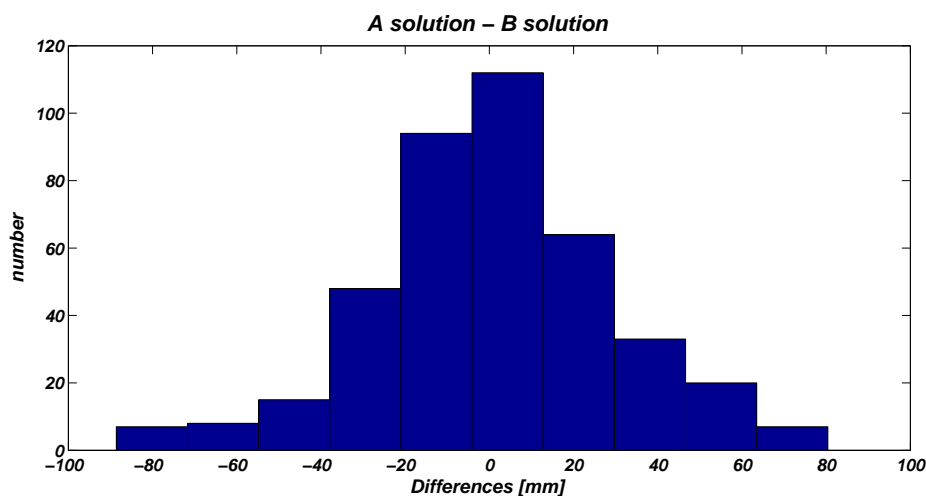


Rys. 6.9. Porównanie estymowanych δT_0 (rozwiązania **A** i **B**) dla punktów sieci *KARKONOSZE*: *SNIE* i *SZRE*
 Fig. 6.9. Comparison of estimated δT_0 (**A** and **B** solutions) for *KARKONOSZE* network points: *SNIE* and *SZRE*

czterech wybranych punktów sieci *KARKONOSZE*. Obliczenia wykonano według procedur *A* i *B*, a prezentowane wyniki dotyczą jednego dnia obserwacyjnego (DOY 236) z 2002 roku. Opóźnienie troposferyczne estymowano w obu przypadkach w interwałach 1 h.

Jak wynika z przedstawionych przykładów: rysunki 6.8 i 6.9, dokładność *RMS* wyznaczonego opóźnienia troposferycznego w kierunku zenitu z zastosowaniem procedury *A* mieści się w przedziale (3 mm, 8 mm), natomiast dla procedury *B* w przedziale (2 mm, 4 mm). Otrzymana dokładność wyznaczenia opóźnienia troposferycznego w kierunku zenitu dla procedury *B* jest znacznie lepsza niż dla procedury *A*. Uzyskane parametry dokładnościowe wyznaczenia opóźnienia troposferycznego są dla procedury *B* porównywalne z dokładnościami otrzymywanymi z opracowań sieci *EPN* (rys. 4.37). Wprowadzenie modelu lokalnej troposfery *LT* do procedury estymacji opóźnienia troposferycznego, w przypadku położonej w terenie górskim sieci *KARKONOSZE*, podniosło znacznie dokładność *RMS* wyznaczanego opóźnienia. Powyższe wyniki potwierdziły także analizy przeprowadzone dla pozostałych punktów sieci, dla wszystkich dni obserwacyjnych, w ramach kampanii pomiarowych sieci realizowanych w *KARKONOSZE* w latach 2001–2003.

Rysunek 6.10 przedstawia rozkład różnic między wartościami opóźnienia troposferycznego wyznaczonymi z zastosowaniem procedur *A* i *B*.



Rys. 6.10. Porównanie wyznaczeń δT_0 (rozwiązania *A* i *B*) dla wszystkich punktów sieci *KARKONOSZE*

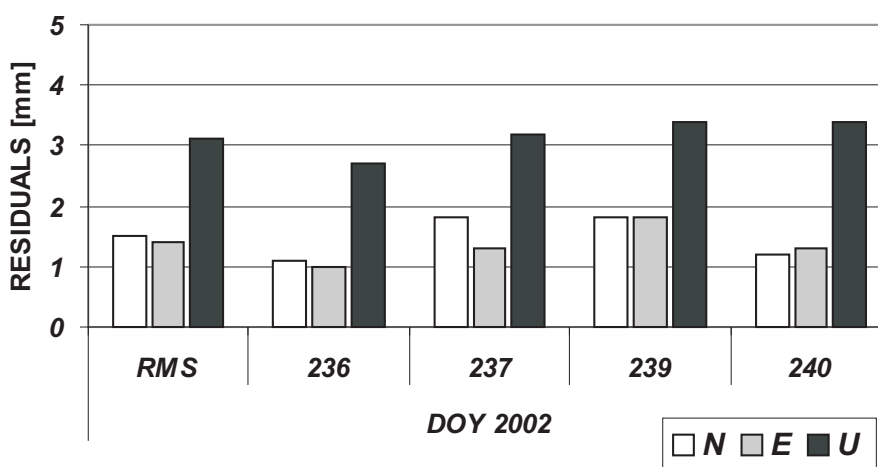
Fig. 6.10. Comparison of estimated δT_0 (*A* and *B* solutions) for all *KARKONOSZE* network station

Wartości różnic (rys. 6.10) mieszczą się w przedziale (−88 mm, +80 mm), jednak ponad 80% różnic, dla podanego przykładu, a także pozostałych dni obserwacyjnych mieści się w przedziale ± 40 mm.

Procedura estymacji opóźnienia troposferycznego B , oparta o lokalny model troposfery LT , została wybrana jako optymalna w procesie opracowania obserwacji satelitarnych GPS w sieci *KARKONOSZE* i jest realizowana w ramach modułu *GPSEST* (rys. 6.4).

Końcowy etap opracowania stanowi wyznaczenie współrzędnych punktów sieci wraz z charakterystyką dokładnościową w układzie współrzędnych *ITRF2000* dla każdego dnia obserwacyjnego (t_e) kampanii pomiarowej, zgodnie z zależnością (6.1). Jako wyniki opracowania modułem *GPSEST* (rys. 6.4) zapisywane są także wyznaczone parametry troposfery w formacie wewnętrznym (**.TRP*) i zewnętrznym *TROPEX – TROP*ospheric *EX*change Format. Zapisywane są również wyniki rozwiązania końcowego „fixed solution” (3.40) w postaci równań normalnych w formacie wewnętrznym (binarnym) oraz *SINEX – Solution* (Software/technique) *IN*dependent *EX*change Format.

Rozwiązania z poszczególnych dni pomiarowych w ramach jednej kampanii są następnie łączone modułem *ADDNEQ* (Brockmann, 1996), a wyniki stanowią średnie współrzędne punktów dla okresu kampanii pomiarowej wraz z charakterystyką dokładnościową. Porównanie wyznaczonych współrzędnych punktów dla każdego dnia pomiarowego względem rozwiązania uśrednionego dla kampanii pomiarowej 2002 roku przedstawia rysunek 6.11.

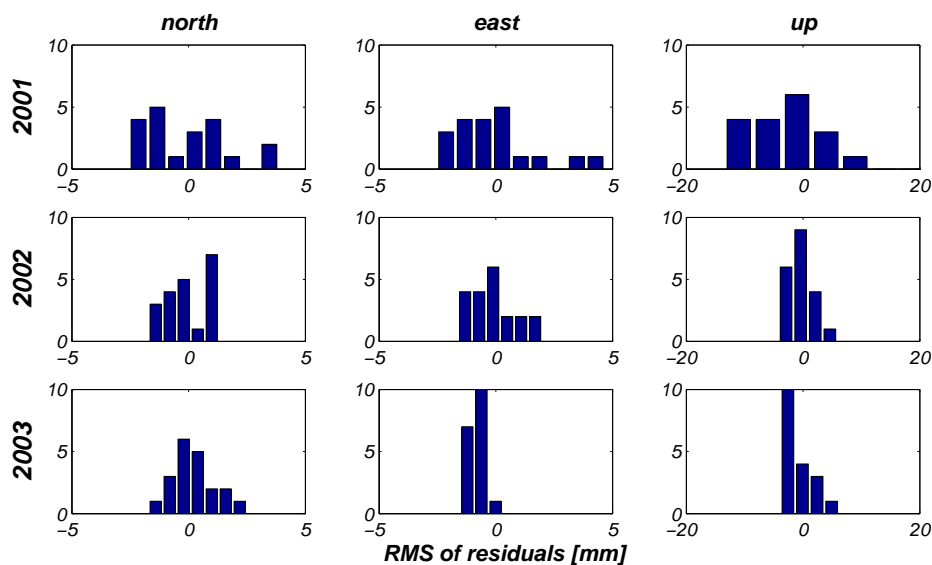


Rys. 6.11. Wartości błędów średnich *RMS* z poszczególnych sesji względem rozwiązania kombinowanego sieci *KARKONOSZE* dla kampanii 2002 w mm

Fig. 6.11. *RMS* values of daily solutions with respect to the combined solution of *KARKONOSZE* network for year 2002 in mm

Przedstawione na rysunku 6.11 wyniki dla całej sieci wykazują dużą powtarzalność; w przypadku składowych poziomych maksymalne wartości *RMS* liczone

z residuów nie przekraczają 2 mm, a dla składowej pionowej 4 mm. Analizy powtarzalności wyników dla poszczególnych punktów potwierdziły tak wysoki poziom dokładności wyznaczeń, jednak tylko dla obserwacji 24-godzinnych. W kampanii 2001 roku, na niektórych punktach obserwacje prowadzono tylko w czasie 12 godzin, co spowodowało spadek dokładności dla składowej pionowej do ok. 10 mm. Jakość rozwiązań w postaci histogramów rozkładu błędów średnich *RMS* residuów składowych współrzędnych punktów sieci *KARKONOSZE* dla wszystkich kampanii pomiarowych 2001-2003 przedstawiono na rysunku 6.12.



Rys. 6.12. Rozkład błędów średnich *RMS* residuów współrzędnych punktów sieci *KARKONOSZE* dla kampanii 2001, 2002 i 2003

Fig. 6.12. Distribution of *RMS* values of coordinates residuals of *KARKONOSZE* network points for 2001, 2002 and 2003 campaigns

Powyższe wyniki rozwiązań sieci *KARKONOSZE* dla poszczególnych kampanii pokazały wzrost dokładności w przypadku pomiarów z lat 2002 i 2003 względem odpowiednich 2001 roku. Podniesienie dokładności, szczególnie w przypadku składowej pionowej współrzędnych w latach 2002 i 2003, wynikało z wydłużenia czasu sesji pomiarowej do 24 godzin.

6.4. Weryfikacja wyznaczanych wysokości punktów

Współrzędne z rozwiązania epokowego (t_e) sieci *KARKONOSZE* w układzie *ITRF2000* zostały przetransformowane do układu *ETRF89*, zgodnie z zasadami oraz parametrami podanymi w pracach (Boucher and Altamimi, 2001; Altamimi et al., 2002):

$$\begin{aligned} \begin{Bmatrix} X_{ETRF89} \\ Y_{ETRF89} \\ Z_{ETRF89} \end{Bmatrix}_{(t_e)} &= \begin{Bmatrix} X_{ITRF} \\ Y_{ITRF} \\ Z_{ITRF} \end{Bmatrix}_{(t_e)} + \begin{Bmatrix} T_X \\ T_Y \\ T_Z \end{Bmatrix} + \begin{Bmatrix} 0 & -\dot{R}_Z & \dot{R}_Y \\ \dot{R}_Z & 0 & -\dot{R}_X \\ -\dot{R}_Y & \dot{R}_X & 0 \end{Bmatrix} \\ &\times \begin{Bmatrix} X_{ITRF} \\ Y_{ITRF} \\ Z_{ITRF} \end{Bmatrix}_{(t_e)} \times (t_e - 1989.0) \end{aligned} \quad (6.2)$$

gdzie wartości parametrów translacji T_X , T_Y , T_Z oraz rotacji \dot{R}_X , \dot{R}_Y , \dot{R}_Z są dostępne w internecie (<http://lareg.ensg.ign.fr/ITRF/>).

Przejęcie do współrzędnych *ETRF89* z epoki kampanii obserwacyjnej (t_e) do epoki 1989.0 (t_0) jest realizowane wg następującej zależności:

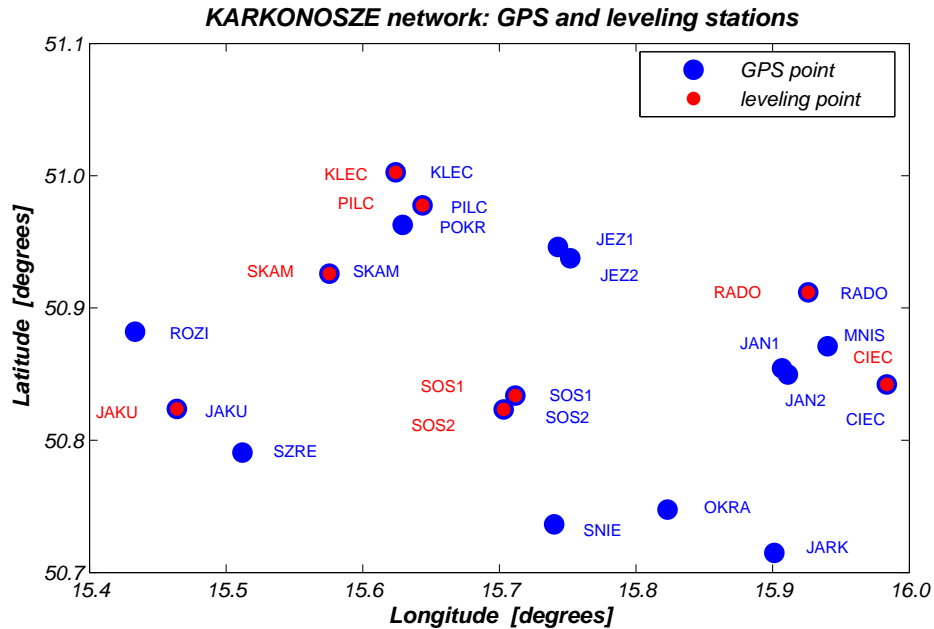
$$\begin{Bmatrix} X_{ETRF89} \\ Y_{ETRF89} \\ Z_{ETRF89} \end{Bmatrix}_{(t_0)} = \begin{Bmatrix} X_{ETRF89} \\ Y_{ETRF89} \\ Z_{ETRF89} \end{Bmatrix}_{(t_e)} + V_{ETRF89} \cdot (1989.0 - t_e) \quad (6.3)$$

dla obszaru sieci *KARKONOSZE* prędkości $V_{ETRF89} = 0 \text{ mm/y}$ (Boucher and Altamimi, 2001; Altamimi et al., 2002).

Współrzędne w układzie *ETRF89* na epokę 1989.0 (geodezyjny układ odniesienia) mogą być dalej przeliczane do układów (współrzędnych płaskich prostokątnych) *xy2000*, *xy92* oraz systemu wysokości normalnych. Dają więc możliwość pełnej realizacji Państwowego Systemu Odniesień Przestrzennych wprowadzonego Rozporządzeniem Rady Ministrów z dnia 8 sierpnia 2000 r. (Dz. U. z 2000 r. Nr 70, poz. 821).

Do weryfikacji wyznaczonych wysokości punktów GPS wybranych na obszarze sieci *KARKONOSZE* wyznaczono wysokości niwelacyjne z wykorzystaniem dowiązania do reperów niwelacji państwowej (rys. 6.13). Dowiązanie wykonane zostało metodą precyzyjnej niwelacji geometrycznej (Mąkolski, 2005). Wybór punktów ograniczała z jednej strony topografia terenu (duże przewyższenia), a także bliskie położenie reperów osnowy wysokościowej. W związku z tym, wśród wybranych punktów brak jest punktów położonych na szczytach górskich.

Do redukcji wysokości elipsoidalnych h_{GPS} punktów sieci *KARKONOSZE*, uzyskanych z opracowania sieci do wysokości normalnych H_N w układzie *Kronstadt86 - K86*, wykorzystano model *Geoida Niwelacyjna 2001 (Geoida 2001)* opracowany przez GUGiK (Pażus et al., 2002). Na rysunku 6.14 przedstawiono model



Rys. 6.13. Punkty GPS i niwelacyjne z obszaru sieci *KARKONOSZE*
 Fig. 6.13. GPS and leveling points in the area of *KARKONOSZE* network

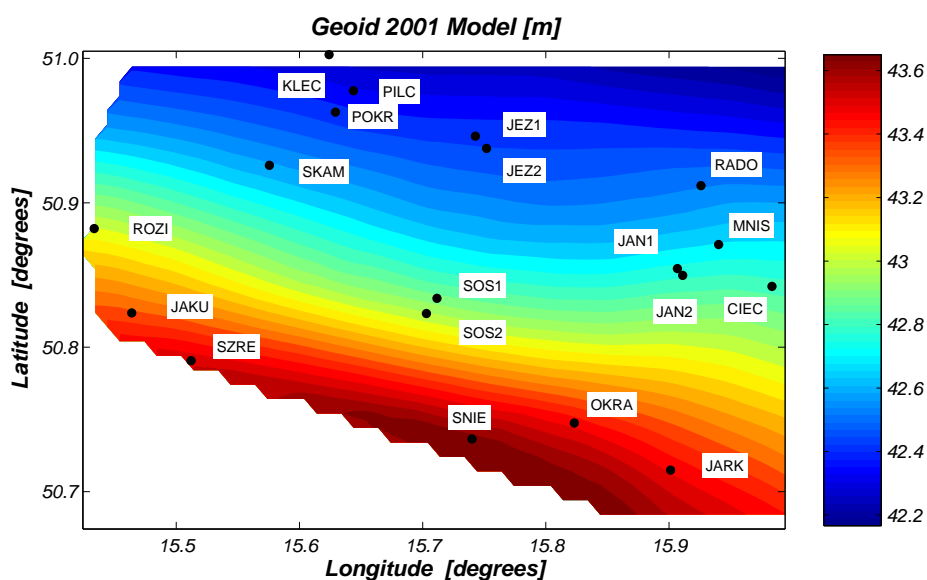
odstępów geoidy *Geoida 2001* od elipsoidy *GRS80 (WGS84)* opracowany programem *Geoida niwelacyjna wersja 1.0* (Osada, 2001).

Wartości odstępów w modelu *Geoida 2001* są wyznaczane dla współrzędnych punktów w układzie *ITRF97* na epokę 1997.4. W związku z tym wynikowe współrzędne z punktów sieci *KARKONOSZE* zostały przeliczone z układu *ITRF2000* na epokę (t_e) do układu *ITRF97*, zgodnie z formułami przedstawionymi w pracy (Altamimi et al., 2002). Następnie, w oparciu o wyznaczone odstępów geoidy wykonano redukcje wysokości elipsoidalnych h_{GPS} z układu *ITRF97* (epoka 1997.4) do układu wysokości normalnych H_N *K86*.

Kolejnym etapem mającym na celu weryfikację wyznaczonych metodą niwelacji satelitarnej GPS wysokości punktów było ich porównanie z wysokościami punktów sieci *KARKONOSZE* wyznaczonymi przez dowiązanie metodą precyzyjnej niwelacji geometrycznej do reperów I i II klasy państwowej osnowy wysokościowej. Analizy porównawcze wykonano dla różnic wysokości ΔH_N między punktami o wyznaczonych wysokościach h_{GPS} i H_N (rys. 6.13).

W tabeli 6.1 zostały zestawione różnice pomiędzy różnicami wysokości ΔH_N obliczonymi z wysokości niwelacyjnych H_N oraz zredukowanych wysokości h_{GPS} uzyskanymi przy użyciu modelu *Geoida 2001*.

Duże wartości różnic pomiędzy różnicami wysokości ΔH_N w tabeli 6.1 mogą



Rys. 6.14. Model Geoida 2001 z obszaru sieci *KARKONOSZE*
 Fig. 6.14. Geoid 2001 Model in the area of *KARKONOSZE* network

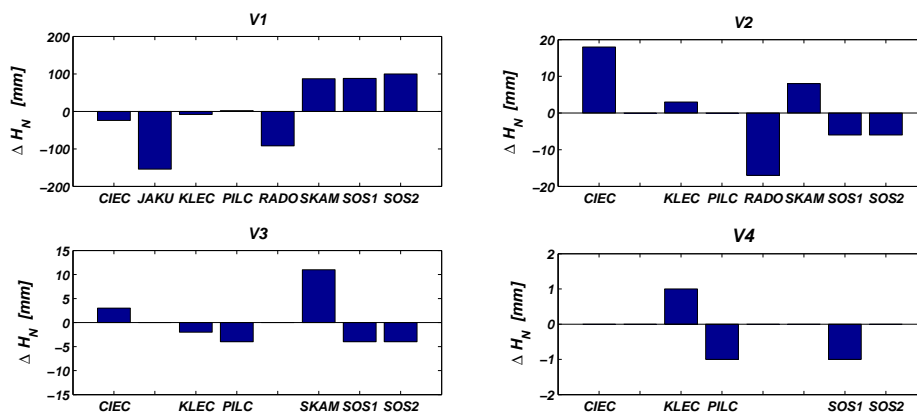
Tabela 6.1. Porównanie wybranych różnic wysokości ΔH_N w mm
 Table 6.1. Comparison of selected height differences ΔH_N in mm

Punkt Point	<i>JAKU</i>	<i>KLEC</i>	<i>PILC</i>	<i>RADO</i>	<i>SKAM</i>	<i>SOS1</i>	<i>SOS2</i>
<i>CIEC</i>	26.7	46.0	58.6	71.0	1.3	17.2	-27.5
<i>JAKU</i>		19.3	31.9	44.3	-25.4	-9.5	-54.2
<i>KLEC</i>			12.6	25.0	-44.7	-28.8	-73.5
<i>PILC</i>				12.4	-57.3	-41.4	-86.1
<i>RADO</i>					-69.7	-53.8	-98.5
<i>SKAM</i>						15.9	-28.8
<i>SOS1</i>							-44.7

wynikać z:

- rzeczywistej dokładności niwelacji satelitarnej GPS w sieci *KARKONOSZE*,
- błędnych wysokości reperów I i II klasy państwowej osnowy wysokościowej, do których dowiązано punkty sieci GPS *KARKONOSZE*,
- rzeczywistej dokładności modelu *Geoida 2001* na przygranicznym obszarze górskim.

W celu sprawdzenia poprawności katalogowych wysokości punktów I i II klasy państwowej osnowy wysokościowej wykonano wpasowanie pierwszego stopnia (płaszczyznę) wysokości elipsoidalnych h_{GPS} w wysokości normalne H_N . Na rysunku 6.15 pokazano odchyłki na punktach dostosowania w czterech wariantach wpasowania.



Rys. 6.15. Transformacja wysokości elipsoidalnych h_{GPS} do wysokości normalnych H_N
 Fig. 6.15. Transformation of ellipsoidal heights h_{GPS} into normal heights H_N

Wpasowanie w wariancie **V1** obejmowało wszystkie punkty z danymi wysokościami h_{GPS} i H_N . Największą odchyłkę uzyskano w tym wariancie dla punktu *JAKU* (154 mm). Poddano sprawdzeniu reper II klasy państwowej osnowy wysokościowej, do którego nawiązany został punkt sieci GPS *JAKU*. Reper w Jakuszycach został wyłączony z ostatnich pomiarów niwelacji państwowej (4 kampanii z lat 1999–2002). Nie jest on aktualnie wykazywany w najnowszych katalogach, według których powtórnie zweryfikowano wysokości pozostałych reperów I i II klasy. Punkt *JAKU* został wykluczony z wpasowania w wariancie **V2**, co spowodowało znaczne zmniejszenie odchyłek na pozostałych punktach dostosowania (rys. 6.15). W wariantach **V3** i **V4** usuwano kolejne punkty o maksymalnych wartościach odchyłek, jednak wartości odchyłek na punktach dostosowania nie były już tak znaczące jak w wariancie **V1**.

Duża powtarzalność wyznaczanych wysokości elipsoidalnych h_{GPS} (maksymalne różnice poniżej 4 mm) oraz wyniki wpasowania w wysokości normalne H_N (rys. 6.15) świadczą o poprawności ich wyznaczenia. Głównym źródłem błędów wydaje się zatem model *Geoida 2001*, którego dokładność w przygranicznych terenach górskich jest niższa (decymetrowa) aniżeli deklarowana przez autorów. Dysponując zatem geoidą „centymetrową” także dla terenów górskich można będzie w sposób jednoznaczny zweryfikować wyznaczone wysokości elipsoidalne h_{GPS} punktów. Jednak wyniki wpasowania (rys. 6.15) potwierdzają wysoką dokładność wyznaczonych wysokości h_{GPS} punktów.

7. Podsumowanie i wnioski

Prace badawcze prowadzone w niniejszej pracy miały na celu opracowania optymalnej metodyki precyzyjnego opracowania obserwacji satelitarnych GPS w lokalnych sieciach położonych w terenach górskich. Zgodnie z założeniami metodyka ta powinna uwzględniać specyfikę sieci położonych w obszarach górskich, tzn. duże deniwelacje terenu oraz zmienność warunków atmosferycznych oraz zapewnić milimetrową dokładność wyznaczanych współrzędnych punktów sieci.

Opracowana metodyka realizuje powyższe założenie, gdyż pozwala na wyznaczanie współrzędnych punktów, szczególnie wysokości z dokładnością na poziomie milimetrów. Zastosowany w procesie opracowania lokalny model troposfery odzwierciedla czasowo-przestrzenną zmienność stanu troposfery w terenach górskich i daje możliwość wyznaczania opóźnienia troposferycznego w kierunku zenitu z dokładnością na poziomie (2 – 4 mm), porównywalną z dokładnościami osiąganymi w sieci stacji permanentnych GPS (globalnych i regionalnych).

Prace badawcze zrealizowane przez autora pozwoliły na sformułowanie następujących wniosków:

1. Sieć lokalna winna być nawiązana do stacji permanentnych GPS *EPN/IGS*. Zapewnia to opracowanie sieci w określonej realizacji układu odniesienia (aktualnie *ITRF2000*) oraz daje możliwość wykorzystania, jako danych wejściowych parametrów stacji permanentnych, a mianowicie współrzędnych i prędkości (*ITRF2000*), opóźnienia troposferycznego w kierunku zenitu (δT_0 w interwałach 1 h). Elementem nawiązania jest także lokalny deterministyczny model jonosfery *WUTE-L* opracowany w oparciu o obserwacje ze stacji permanentnych i wybranych punktów sieci lokalnych, który jest wykorzystywany na etapie rozwiązywania nieoznaczoności.
2. Kluczowym warunkiem uzyskania wysokich dokładności wyznaczanych parametrów w sieci GPS jest pracochłonna weryfikacja materiału obserwacyjnego (analiza ilościowa i jakościowa). Zalecane jest stosowanie jednego z modeli względnych zmian centrum fazowego anten odbiorczych, bazujących na wynikach prac *NGS*. Model bezwzględny (absolutnych) zmian centrów fazowych anten odbiorczych jest zalecany tylko w przypadku jego dostępności dla wszystkich anten użytych w kampanii pomiarowej. W dalszej kolejności analiza materiału obserwacyjnego pomaga zweryfikować geometrię sieci oraz wpływ błędów spowodowanych np. wielotorowością.
3. W przypadku stosowania w pomiarach sieci lokalnych różnego sprzętu i różnych długości sesji pomiarowych (niejednorodny materiał obserwacyjny), na etapie konstrukcji geometrycznej sieci (wektorów niezależnych) najlepiej jest stosować zaproponowaną w pracy metodę *USER-DEF*. Metoda ta zapewnia optymalną konstrukcję sieci poprzez najkrótsze połączenia między punktami, na których obserwacje wykonywano tymi samymi typami anten; znacznie podnosi to jakość rozwiązań poszczególnych wektorów sieci.

4. Do rozwiązania nieoznaczoności, szczególnie w przypadku niejednorodnego materiału obserwacyjnego proponuje się stosowanie metody poszukiwania w dziedzinie obserwacji. Wykorzystuje ona kombinacje liniowe „Ionosphere Free” i „Wide-Lane” z lokalnym deterministycznym modelem jonosfery *WUTE-L (Strategia 2)*.
5. Zaproponowana w pracy metodyka estymacji opóźnienia troposferycznego, oparta o lokalny model troposfery odzwierciedla specyfikę obszarów górskich, polegającą na dużej zmienności stanu troposfery zarówno w przestrzeni jak i w czasie. Model lokalnej troposfery wprowadzony do procesu estymacji opóźnienia zapewnił wysoką dokładność wyznaczanego opóźnienia troposferycznego w kierunku zenitu. Poziomą dokładność uzyskanych dla sieci testowej *KARKONOSZE* jest porównywalny z poziomem dokładności rozwiązań sieci stacji permanentnych *EPN* dla tych samych dni pomiarowych. Analizy różnych funkcji odwzorowujących przejście opóźnienia troposferycznego z kierunku zenitu na kierunek do satelity potwierdziły, że zasadnym jest korzystanie w funkcji odwzorowujących Niella. Rozwiązaniem, które zdaniem autora mogą dać lepsze odwzorowania, będą nowe funkcje Niella *IMF* (Isobaric Mapping Functions), bazujące na tym samym rozwinięciu co aktualnie wykorzystywane i oparte o numeryczny model pogody *NCEP* (National Centers for Environmental Prediction)
6. Miarą poprawności wyznaczanych współrzędnych jest powtarzalność osiągniętych wyników. Testy przeprowadzone na sieci *KARKONOSZE* wykazały, że jest ona na poziomie ± 2 mm dla składowych poziomych oraz ± 4 mm dla składowej pionowej współrzędnych punktów. Przedstawiona w pracy metodyka estymacji opóźnienia troposferycznego i wyznaczania współrzędnych punktów zapewnia wysoką dokładność tylko w przypadku 24-godzinnych powtarzalnych sesji pomiarowych prowadzonych w ramach jednej kampanii.
7. Weryfikacja wyznaczonych wysokości elipsoidalnych przez ich wpasowanie w wysokości normalne potwierdziła tę dokładność. W przypadku punktów położonych na szczytach, dla których brak wysokości normalnych wyznaczonych bezpośrednio z precyzyjnej niwelacji geometrycznej, ich wyznaczenie będzie możliwe poprzez redukcję wysokości elipsoidalnych z niwelacji satelitarnej GPS do wysokości normalnych przy użyciu dokładniejszego aniżeli obecnie dostępny modelu geoidy.

Zaprezentowana w pracy metodyka precyzyjnego opracowania obserwacji satelitarnych GPS w sieciach lokalnych położonych w terenach górskich uwzględnia z jednej strony specyfikę tych obszarów, głównie wynikającą ze znacznych przewyższeń, dużą zmienność przestrzenną stanu atmosfery w okresie obserwacji, a z drugiej strony optymalizuje proces opracowania ze względu na niejednorodny materiał obserwacyjny.

Bibliografia

- Altamimi Z., Sillard P. and Boucher C. (2002). ITRF2000: A New Release of the International Terrestrial Reference Frame for Earth Science Applications. *Journal of Geophysical Research* 107(B10), pp. 2214. doi:10.1029/2001JB000561,2002.
- Askne J. and Nordius H. (1987). Estimation of tropospheric delay for microwaves from surface weather data. *Radio Science* 22, pp. 379–386.
- Axelrad P., Comp C. J. and MacDoran P. F. (1994). Use of signal-to-noise ratio for multipath error correction in GPS differential phase measurements: methodology and experimental results. *in* 7th Int. Tech. Meeting of the Satellite Division of the U.S. Inst. of Navigation, Salt Lake City, Utah, 20-23 September. pp. 655–666.
- Baby H. B., Golé P. and Lavergnat J. (1988). A model for the tropospheric excess path length of radio waves from surface meteorological measurements. *Radio Science* 23(6), pp. 1023–1038.
- Bar-Sever Y. E., Kroger P. M. and Borjesson J. (1998). Estimating horizontal gradients of tropospheric path delay with a single GPS receiver. *Journal of Geophysical Research* 103(B3), pp. 5019–5035.
- Baran L. W., Ephishov I. I. and Shagimuratov I. I. (2001). Ionospheric Total Electron Content Behaviour During November 1997 Storm. *Physics and Chemistry of the Earth, Part C* 26(5), pp. 341–346.
- Baran L. W., Rotkiewicz M., Wielgosz P. and Shagimuratov I. I. (2002). Ionospheric Effects During a Geomagnetic Storm. *in* J. Adam and K. P. Schwarz (Eds), *Vistas for geodesy in the New Millenium*. Vol. 125 of *International Association of Geodesy Symposia*. IAG 2001 Scientific Assembly of the International Association of Geodesy, Budapest, Hungary, 2–7 September 2001. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York. pp. 291–296.
- Baran L. W., Shagimuratov I. I. and Tepenitsina N. J. (1997). The use of GPS for ionospheric studies. *Artificial Satellites* 32(1), pp. 49–60.
- Baueršima I. (1983). NAVSTAR/Global Positioning System (GPS), II. Vol. 10 of *Mitteilungen der Satelliten-Beobachtungsstation Zimmerwald*. Astronomical Institute, University of Berne, Switzerland.
- Berg H. (1948). *Allgemeine Meteorologie*. Dümmler's Verlag, Bonn.
- Beutler G., Brockmann E., Gurtner W., Hugentobler U., Mervart L., Rothacher M. and Verdun A. (1994). Extended orbit modeling techniques at the CODE processing center of the international GPS Service for Geodynamics (IGS): Theory and initial results. *Manuscripta Geodaetica* 19, pp. 367–368.

- Bevis M., Businger S. and Herring T. A. (1992). GPS meteorology: remote sensing of atmospheric water vapor using the Global Positioning System. *Journal of Geophysical Research* 97(15), pp. 787–801.
- Bilitza D. (2001). International Reference Ionosphere 2000. *Radio Science* 36(2), pp. 261–275.
- Black H. D. (1978). An easily implemented algorithm for the tropospheric range correction. *Journal of Geophysical Research* 83(B4), pp. 1825–1828.
- Bock Y. (1998). Medium Distance GPS Measurements. *in* P. J. G. Teunisen and A. Kleusberg (Eds), *GPS for Geodesy*. 2nd edn. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York. pp. 483–536.
- Borkowski A., Bosa J. and Kontny B. (2001). The conditions of connection of local geodynamic network (LGN) with the EUREF permanent network (EPN). *in* Proceedings of IAG 2001 Scientific Assembly 2-7 September 2001 - Budapest, Hungary. International Association of Geodesy. CDROM.
URL: www.epncb.oma.be/_newsmails/papers/
- Borkowski A., Bosa J. and Kontny B. (2002). Meteorological data and determination of heights in local GPS networks – preliminary results. *Electronic Journal of Polish Agricultural Universities, Geodesy and Cartography* 5(2).
URL: www.ejpau.media.pl
- Borkowski A., Bosa J. and Kontny B. (2003). Time series analysis of EPN stations as a criterion of choice of reference stations for local geodynamic networks. *Artificial Satellites, Journal of Planetary Geodesy* 38(1), pp. 15–28.
- Bosa J. (2004). Opracowanie lokalnych sieci precyzyjnych GPS położonych w terenach górskich. *in* Materiały Seminarium pt. Satelitarne metody wyznaczania pozycji we współczesnej geodezji i nawigacji, Kraków, 23–24 września 2004 r. Komisja Geodezji Satelitarnej Komitetu Badań Kosmicznych i Satelitarnych PAN oraz Sekcja Sieci Geodezyjnych Komitetu Geodezji PAN. Wydział Geodezji Górniczej i Inżynierii Środowiska AGH, Zakład Geodezji i Kartografii. CDROM.
- Bosa J. and Figurski M. (Eds) (2003). Problematyka opracowania obserwacji satelitarnych GPS w precyzyjnych sieciach lokalnych. Wydawnictwa Akademii Rolniczej we Wrocławiu.
- Bosa J., Figurski M. and Wielgosz P. (2003). A strategy for GPS data processing in a precise local network during high solar activity. *GPS Solutions* 7(2), pp. 120–129.
- Boucher C. and Altamimi Z. (2001). Memo: Specifications for reference frame fixing in the analysis of a EUREF GPS campaign.
URL: lareg.ensg.ign.fr/EUREF/memo.pdf

- Boudouris G. (1963). On the index of refraction of air, the absorption and dispersion of centimeter waves by gases. *Journal of Research of the National Bureau of Standards* 67D(6), pp. 631–684.
- Brockmann E. (1996). Combination of solutions for geodetic and geodynamic applications of the Global Positioning System (GPS). PhD thesis. Astronomical Institute, University of Berne. Berne, Switzerland.
- Brockmann E., Schlatter A., Schneider D., Signer T. and Wiget A. (2000). Leveling using GPS in the Swiss Alps: The Impact of Meteorology. *in* Proceedings - IGS Network Workshop 2000 and COST Action 716 Workshop, Soria Moria, Oslo, Norway, 12 - 14 July, 2000. Part A: COST Action 716 Workshop Towards Operational GPS Meteorology.
URL: www.gdiv.statkart.no/igsworkshop/book/brockmann_schlatter_etal.pdf
- Brunner F. K. and Gu M. (1991). An improved model for the dual frequency ionospheric correction of GPS observations. *Manuscripta Geodaetica* 16(3), pp. 205–214.
- Bruyninx C., Carpentier G. and Roosbeek F. (2003). EPN Monitoring: Status and Plans. *in* J. Torres and H. Hornik (Eds), Report on the Symposium of the IAG Subcommission for Europe (EUREF) held in Ponta Delgada, 5-8 June 2002. No. 12. Bundesamt für Kartographie und Geodäsie Band 29, Frankfurt am Main, Germany. pp. 32–42.
- Campbell J., Görres B., Siemes M., Wirsch J. and Becker M. (2004). Zur Genauigkeit der GPS Antennenkalibrierung auf der Grundlage von Labormessungen und deren Vergleich mit anderen Verfahren. *Allgemeine Vermessungs-Nachrichten* 111, pp. 2–11.
- Chao C. C. (1972). A model for tropospheric calibration from daily surface and radiosonde balloon measurements. Technical report. Technical Memorandum 391-350, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, California, USA.
- Chao C. C. (1974). The tropospheric calibration model for mariner mars 1971. Technical report. Technical Report 32-1587, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, California, USA.
- Chen D. and Lachapelle G. (1995). A comparison of the FASF and least-squares search algorithms for on-the-fly ambiguity resolution. *Journal of The Institute of Navigation* 42(2), pp. 371–390.
- Chen G. and Herring T. A. (1997). Effects of atmospheric azimuthal asymmetry on the analysis of space geodetic data. *Journal of Geophysical Research* 102(B), pp. 20489–20502.

- Clynch J. R., Coco D. S., Coker C. and Bishop G. J. (1989). A Versatile GPS Ionospheric Monitor: High Latitude Measurements of TEC and Scintillation. *in* Proceedings of the ION GPS-89, September 27-29, Colorado Springs, Colorado USA. pp. 445–450.
- Counselman C. C. and Gourevitch S. A. (1981). Miniature interferometer terminals for earth surveying: ambiguity and multipath with Global Positioning System. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* GE-19(4), pp. 244–252.
- Davis J. L., Herring T. A., Shapiro I. I., Rogers E. E. and Elgered G. (1985). Geodesy by radio interferometry: effects of atmospheric modeling errors on estimates of baseline length. *Radio Science* 20(6), pp. 1593–1607.
- de Jonge P. J. and Tiberius C. C. J. M. (1996). The LAMBDA method for integer ambiguity estimation: implementation aspects. LGR Series 12. Delft Geodetic Computing Centre, Delft University of Technology, The Netherlands.
- DeMets C., Gordon R. G., Argus D. F. and Stein S. (1994). Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical Research Letters* 21(20), pp. 2191–2194.
- Doerflinger E., Bayer R., Chbry J. and Bürki B. (1998). The Global Positioning System in mountainous areas: effect of the troposphere on the vertical GPS accuracy. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planetes / Earth and Planetary Sciences* 326(5), pp. 319–325(7).
- Drewes H. and Angermann D. (2001). The actual plate kinematic and crustal deformation model 2000 (APKIM2000) as a geodetic reference system. IAG 2001 Scientific Assembly, Budapest, Hungary, 05-06.09.2001 (poster).
- Elgered G., Davis J. L., Herring T. A. and Shapiro I. I. (1991). Geodesy by radio interferometry: Water vapor radiometry for estimation of the wet delay. *Journal of Geophysical Research* B(96), pp. 6541–6555.
- Estey L. H. and Meertens C. M. (1999). TEQC: The Multi0Propose Toolkit for GPS/GLONASS Data. *GPS Solutions* 3(1), pp. 42–49.
- Euler H. J. and Landau H. (1992). Fast GPS ambiguity resolution on-the-fly for real-time application. *in* Proceedings of Sixth International Geodetic Symposium on Satellite Positioning, Columbus, Ohio, 17-20 March. pp. 650–659.
- Figurski M. (2001). Określanie wybranych parametrów atmosfery na podstawie permanentnych obserwacji GPS i ich wpływ na dokładność opracowań pomiarów satelitarnych. BEL Studio Sp. Z o.o. Warszawa.
- Figurski M. and Bosy J. (2003). Wpływ nieoznaczoności fazy na dokładność opracowania obserwacji GPS. *in* J. Bosy and M. Figurski (Eds), Problematyka opracowania obserwacji satelitarnych GPS w precyzyjnych sieciach lokalnych. Wydawnictwa Akademii Rolniczej we Wrocławiu. pp. 23–36.

- Figurski M. and Sołoducha R. (1997). Kombinacje liniowe wielkości obserwowanych GPS. *Zeszyty Naukowe Akademii Rolniczej we Wrocławiu. Seria Geodezja i Urządzenia Rolne* (324), pp. 133–138.
- Figurski M. and Wielgosz P. (2002). Intercomarison of TEC obtained from the IRI model to the one derived from GPS measurements. *Advances in Space Research* 30(11), pp. 2563–2568.
- Figurski M., Wielgosz P. and Bosy J. (2000). Reduction of ionospheric refraction in local geodynamic networks. *Reports on Geodesy Warsaw University of Technology, Institute of Geodesy and Geodetic Astronomy* (8 (54)), pp. 75–79.
- Figurski M., Wielgosz P. and Bosy J. (2003). Analiza możliwości eliminacji refrakcji jonosferycznej w lokalnych sieciach precyzyjnych. *in* J. Bosy and M. Figurski (Eds), *Problematyka opracowania obserwacji satelitarnych GPS w precyzyjnych sieciach lokalnych*. Wydawnictwa Akademii Rolniczej we Wrocławiu. pp. 37–60.
- Fleming E. L., Chandra S., Schoeberl M. R. and Barnet J. J. (1988). Monthly Mean Global Climatology of Temperature, Wind, Geopotential Height and Pressure for 0-120km. Technical report. TNASA TM-100697, Goddard Space Flight Centre, Greenbelt, MD, USA.
- Foelsche U. and Kirchengast G. (2001). A new „geometric” mapping function for the hydrostatic delay at GPS frequencies. *Phys. Chem. Earth (A)* 26(3), pp. 153–157.
- Foelsche U. and Kirchengast G. (2002). A simple „geometric” mapping function for the hydrostatic delay at radio frequencies and assessment of its performance. *Geophysical Research Letters* 29(10.1029/2001GL013744), pp. 111.1–111.4.
- Frei E. and Beutler G. (1990). Rapid static positioning based on the Fast Ambiguity Resolution Approach „FARA”: Theory and First Results. *Manuscripta Geodaetica* 15(6), pp. 325–356.
- Georgiadou Y. and Kleusberg A. (1988). On the effect of ionospheric delay on geodetic relative GPS positioning. *Manuscripta Geodaetica* 13(1), pp. 1–8.
- Goad C. C. and Goodman L. (1974). A modified Hopfield tropospheric refraction correction model. *in* Paper presented at the American Geophysical Union Annual Fall Meeting at San Francisco, Clifornia, December 12-17.
- Góral W. and Szewczyk J. (2004). Zastosowanie technologii GPS w precyzyjnych pomiarach deformacji. AGH: Uczelniane wydawnictwa naukowo-dydaktyczne, Kraków.
- Görres B., Campbell J., Siemes M. and Becker M. (2004). New anechoic chamber results and comparison with field and robot techniques. *in* invited paper: IGS-Workshop, Feb29-Mar5 2004, Bern/Switzerland.
URL: gib.geod.uni-bonn.de/downloads/publikationen/175.pdf

- Guo J. and Langley R. B. (2003). A New Tropospheric Propagation Delay Mapping Function for Elevation Angles Down to 2° . *in* Proceedings of ION GPS/GNSS 2003, 16th International Technical Meeting of the Satellite Division of The Institute of Navigation, Portland, OR, 9-12 September 2003. pp. 386–376.
- Habrigh H. (2002). Combining the EUREF Local Analysis Centers' solutions. *in* Report on the Symposium of the IAG Subcommission for Europe (EUREF) held in Dubrovnik, Croatia, May 16-18 2001. No. 10. Bundesamt für Kartographie und Geodäsie Band 23, Frankfurt am Main, Germany. pp. 62–66.
- Hatanaka Y., Sawada M., Horita A. and Kusaka M. (2001). Calibration of antenna-radome and monument-multipath effect of GEONET—Part 1: Measurement of phase characteristics. *Earth Planets Space* 53, pp. 13–21.
- Hatch R. (1990). Instantaneous ambiguity resolution. *in* Proceedings of KIS'90, Banff, Canada, 10-13 September. pp. 299–308.
- Hefty J. (1998). Estimate of site velocities from CEGRN GPS campaigns referred to CERGOP Reference Frame. *Reports on Geodesy* 9(39), pp. 67–79.
- Hefty J. (2001). Possibilities of improving the velocity estimates from CERGOP Campaigns. *Reports on Geodesy* 2(57), pp. 71–82.
- Herring T. A. (1992). Modeling atmospheric delays in the analysis of space geodetic data. *in* J. C. De Munck and T. A. T. Spoelstra (Eds), Proceedings of the Symposium on Refraction of Transatmospheric Signals in Geodesy. No. 36 *in* Publications on Geodesy. Netherlands Geodetic Commission. pp. 157–164.
- Hilla S. (2002). Extending the Standard Product 3 (SP3) Orbit Format. *in* P. Tetreault (Ed.), Proceedings of the IGS Network, Data, and Analysis Center Workshop, Towards Real Time, Ottawa, Canada, April 8–11, 2002. pp. 37–43.
- Hofmann-Wellenhof B., Lichtenegger H. and Collins J. (2001). *GPS Theory and Practice*, 5th, revised edition. Springer-Verlag, Wien New York.
- Hopfield H. S. (1969). Two-quadratic tropospheric refractivity profile for correcting satellite data. *Journal of Geophysical Research* 74(18), pp. 4487–4499.
- Hopfield H. S. (1971). Tropospheric effect on electromagnetically measured range: prediction from surface weather data. *Radio Science* 6(3), pp. 357–368.
- Hopfield H. S. (1972). Tropospheric refraction effects on satellite range measurements. *APL Technical Digest* 11(4), pp. 11–19.
- Hugentobler U., Dach R. and Fridez P. (Eds) (2004). *Bernese GPS Software version 5.0 DRAFT*. Astronomical Institute, University of Berne, Switzerland.
- Hugentobler U., Sacher S. and Fridez P. (Eds) (2001). *Bernese GPS Software version 4.2*. Astronomical Institute, University of Berne, Switzerland.

- Ifadis I. M. (1986). The atmospheric delay of radio waves: Modeling the elevation dependence on a global scale. Technical Report 38L. School of Electrical and Computer Engineering, Chalmers University of Technology, Göteborg, Sweden.
- Ifadis I. M. (1992). The excess propagation path of radio waves: Study of the influence of the atmospheric parameters on its elevation dependence. *Survey Review* 31, pp. 289–298.
- Iribarne J. V. and Cho H. R. (1988). *Fizyka atmosfery*. PWN, Warszawa.
- Joosten P. and Tiberius C. C. J. M. (2002). LAMBDA: FAQs. *GPS Solutions* 6(1-2), pp. 109–114.
- Kenyeres A. and Bruyninx C. (2004). Monitoring of the EPN Coordinate Time Series for Improved Reference Frame Maintenance. *GPS Solutions* 8(4), pp. 200–209.
- Kim D. and Langley R. B. (1999). An optimized least-squares technique for improving ambiguity resolution performance and computational efficiency. *in* Proceedings of ION GPS'99, Nashville, Tennessee, 14–17 September. pp. 1579–1588.
URL: gauss.gge.unb.ca/papers.pdf/iongps99.pdf
- Kim D. and Langley R. B. (2000). GPS ambiguity resolution and validation: Methodologies, trends and issues. *in* Proceedings of the 7th GNSS Workshop – International Symposium on GPS/GNSS, Seoul, Korea, 30 November – 2 December, Tutorial/Domestic Session. pp. 213–221.
- Kleijer F. (2004). Troposphere Modeling and Filtering for Precise GPS Leveling. PhD thesis. Department of Mathematical Geodesy and Positioning, Delft University of Technology. Kluyverweg 1, P.O. Box 5058, 2600 GB DELFT, the Netherlands. 260 pp.
- Klobuchar J. (1987). Ionospheric time-delay algorithm for single-frequency GPS users. *IEEE Transaction on Aerospace and Electronic systems* AES-23(3), pp. 325–331.
- Klobuchar J. (1991). Ionospheric Effect on GPS. *GPS Word* 2(4), pp. 48–51.
- Kluźniak S. (1954). *Geodezja Tom II*. Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa.
- Kontny B. (2003). Geodezyjne badania współczesnej kinematyki głównych struktur tektonicznych polskich Sudetów i bloku przedsudeckiego na podstawie pomiarów GPS. Rozprawy CCII, Number 468. Zeszyty Naukowe Akademii Rolniczej we Wrocławiu.
- Kontny B., Bosy J. and Mąkowski K. (2002). GPS network „Karkonosze” – Preliminary results of campaign 2001. *Acta Montana, Ser. A. Geodynamics* 20(124), pp. 25–29.

- Krankowski A., Shagimuratov I. I., Baran L. W. and Yakimova G. (2004). Storm-time structure and dynamics of the ionosphere obtained from GPS observations. *Artificial Satellites* 39(4), pp. 343–350.
- Kudrys J. (1998). Wstępna analiza fazowych obserwacji GPS obciążonych efektem wielotorowości. *Geodezja: półrocznik Akademii Górniczo-Hutniczej im. Stanisława Staszica w Krakowie* 4(2), pp. 155–161.
- Kudrys J. (2000). Modelowanie zjawiska wielotorowości sygnałów GPS w otoczeniu budowli przemysłowych. *Geodezja: półrocznik Akademii Górniczo-Hutniczej im. Stanisława Staszica w Krakowie* 6(1), pp. 19–27.
- Leick A. (1995). *GPS satellite surveying 2nd ed...* A Wiley -Interscience Publication. John Wiley & Sons INC.
- Liu J. Y., Tsai H. F., Wu C. C., Tseng C. L., and W.H. Tsai L. C. T., Liou K. and Chao J. K. (1999). The effect of geomagnetic storm on ionospheric total electron content at the equatorial anomaly region. *Advances in Space Research* 24(11), pp. 1491–1994.
- Mader G. (1999). GPS Antenna Calibration at the National Geodetic Survey. *GPS Solutions* 3(1), pp. 50–58.
- Makowska A. (2003). *Dynamika Tatr wyznaczana metodami geodezyjnymi. Monografie IGiK, Number 6. Instytut Geodezji i Kartografii, Warszawa.*
- Marini J. W. (1972). Correction of satellite tracking data for an arbitrary tropospheric profile. *Radio Science* 7(2), pp. 223–231.
- Marini J. W. and Murray C. W. (1973). Correction of laser range tracking data for atmospheric refraction at elevations above 10 degrees. Technical Report Report X-591-73-351. Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Md., USA.
- Mąkowski K. (Ed.) (2005). *Współczesna Geodynamika Karkonoszy oraz ich Przedgórze. Monografie. Wydawnictwa Akademii Rolniczej we Wrocławiu (w opracowaniu).*
- Mąkowski K., Mierzejewski M. and Kaczałek M. (2002). Geodynamic research concerning recent movements in the Karkonosze Mts. and Karkonosze foreland. *Acta Montana, Ser. A. Geodynamics* 20(124), pp. 93–96.
- Meindl M., Schaer S., Hugentobler U. and Beutler G. (2004). Tropospheric Gradient Estimation at CODE: Results from Global Solutions, in *Applications of GPS Remote Sensing to Meteorology and Related Fields. Journal of the Meteorological Society of Japan* 82(1B), pp. 331–338.
- Melbourne W. G. (1985). The case for ranging in GPS based geodetic systems. *in Proceedings of the First International Symposium on Precise Positioning with*

- the Global Positioning System, Rockville, Maryland, USA, April 15-19. U.S. Dept. of Commerce. pp. 373–386.
- Mendes V. B. (1999). Modeling the neutral-atmosphere propagation delay in radiometric space techniques. PhD thesis. Department of Geodesy and Geomatics Engineering Technical Report No. 199, University of New Brunswick. Fredericton, New Brunswick, Canada.
- Mendes V. B. and Langley R. B. (1998). Tropospheric zenith delay prediction accuracy for airborne GPS high-precision positioning. *in* Proceedings of the Institute of Navigation 54th Annual Meeting, Denver, CO, USA., 1–3 June. pp. 337–347.
- Mergentaler J. (1978). *Słońce – Ziemia*. Wiedza Powszechna, Warszawa, Polska.
- Mervart L. (1995). Ambiguity resolution techniques in geodetic and geodynamic applications of the Global Positioning System. PhD thesis. Astronomical Institute, Druckerei Universität Bern. Berne, Switzerland. *Geodätisch-geophysikalische Arbeiten in der Schweiz*, Band 53, Schweizerische Geodätische Kommission, Institut für Geodäsie und Photogrammetrie, Eidg. Technische Hochschule Zürich, Zürich.
- Mervart L., Beutler G., Rothacher M. and Wild U. (1994). Ambiguity resolution strategies using the results of the International GPS Geodynamics Service (IGS). *Bulltin Géodésique* 68, pp. 29–38.
- Mockler S. B. (1995). Water vapor in the climate system. Technical report. Special Report, American Geophysical Union (AGU), 2000 Florida Ave., N.W., Washington, DC 20009, ISBN 0-87590-865-9, December 1995.
URL: www.agu.org/sci_soc/mockler.html
- Moffett J. B. (1973). Program requirements for two-minute integrals doppler satellite navigation solution. Technical report. Technical Memorandum TG 819-1 (rev. 2), The Johns Hopkins University, Applied Physics Laboratory, Silver Spring, Md., USA.
- Mojzeš M. and Papco J. (2004). The analysis of GPS measurements in the Tatra mountains. *Acta Geodynamica et Geomaterialia* 1(3(135)), pp. 115–124.
- Mojzeš M., Papco J., Czarnecki K. and Walo J. (2004). Evaluations of Six Years GPS Epoch Campaign Measurements in the Tatra Mountains. *Reports on Geodesy* 2(69), pp. 189–196.
- MOPS (1998). MOPS (1998) Minimum operational performance standards for Global Positioning System/wide area augmentation system airborne equipment. Technical report. Document No. RTCA/DO-229A, June 8, 1998, prepared by SC-159.

- Niell A. E. (1996). Global mapping functions for the atmosphere delay at radio wavelengths. *Journal of Geophysical Research* 101(B2), pp. 3227–3246.
- Niell A. E. (2000). Improved atmospheric mapping functions for VLBI and GPS. *Eartch Planets Space* 52(10), pp. 699–702.
- Niell A. E. (2001). Preliminary evaluation of atmospheric mapping functions based on numerical weather models. *Physics and Chemistry of the Earth* A(26), pp. 475–480.
- Niell A. E. and Petrov L. (2004). Using a Numerical Weather model to improve Geodesy. *in* T. van Dam and O. Francis (Eds), *Proceedings of the workshop The State of GPS Vertical Positioning Precision: Separation of Earth Processes by Space Geodesy*, Luxembourg, April 2-4. Vol. 23. European Center for Geodynamics and Seismology. pp. 55–62.
URL: ftp://web.haystack.edu/pub/aen/ecgs_niell.pdf
- Osada E. (2001). Geoida niwelacyjna 2001 dla Windows 98/NT wersja 1.0. Główny Geodeta Kraju.
- Owens J. C. (1967). Optical Refractive Index of Air: Dependence on Pressure, Temperature and Composition. *Applied Optics* 6(1), pp. 51–58.
- Parkinson B. W. and Spilker J. J. (Eds) (1996). *Global Positioning System: Theory and Applications*. Washington D.C.: American Institute of Aeronautics and Astronautics, Inc.
- Pażus R., Osada E. and Olejnik S. (2002). Geoida niwelacyjna 2001. *GEODETA Magazyn Geoinformacyjny* 5(84), pp. 10–17.
- Ray J., Morrison M., Hilla S., Dillinger W. and Mader G. (2005). Geodetic sensitivity to surface meteorological data: 24-h and 6-h observing sessions. *GPS Solutions* 9(1), pp. 12–20.
- Remondi B. (1984). Using the Global Positioning System phase observable for relative geodesy: Modelling, processing and results. PhD thesis. University of Texas. Austin, USA.
- Remondi B. (1989). Extending the National Geodetic Survey Standard for GPS Orbit Formats. NOAA Technical Report NOS 133 NGS 46. National Geodetic Information Branch, NOAA. Rockville, MD, 20852.
- Rothacher M. (1991). Orbits of satellite systems in space geodesy. PhD thesis. Astronomical Institute, Druckerei Universitat. Berne, Switzerland.
- Rothacher M. (1999). Basics of GPS data processing. *Forschngseinrichtung Satellitengeodäsie*, Technical University of Munich, Germany. Presented in the International Symposium on GPS , October 18-22, 1999, Tsukuba, Japan.
URL: www.aiub.unibe.ch/download/papers/gpstut99.ps

- Rothacher M. and Mader G. (1996). Combination of antenna phase center offsets and variations: antenna calibration set IGS -01. Technical report. IGS Central Bureau/ University of Berne, Switzerland.
- Rothacher M. and Mader G. (2003). Receiver and Satellite Antenna Phase Center Offsets and Variations. *in* P. Tetreault, R. Neilan and K. Gowey (Eds), Proceedings of IGS 2002 Workshop, April 8–11, 2002. Ottawa, Canada. pp. 141–152. **URL:** igs.cb.jpl.nasa.gov/igs_cb/resource/pubs/02_ott/session_8.pdf
- Rothacher M., Schaer S., Mervart L. and Beutler G. (1995). Determination of Antenna Phase Center Variations Using GPS Data. *in* G. Gendt and G. Dick (Eds), IGS Workshop Proceedings: Special Topics and New Directions, May 15–18, 1995, GeoForschungsZentrum, Potsdam, Germany. pp. 205–220.
- Rothacher M. and Schmid R. (2004). ANTEX: The Antenna Exchange Format Version 1.2. Technical report. Institute for Astronomical and Physical Geodesy, Technical University München Germany.
- Rothacher M., Springer T. A., Schaer S. and Beutler G. (1998). Processing strategies for regional GPS networks. *in* Brunner and Fritz (Eds), Advanced in Positioning and Reference Frames. Vol. 118 of International Association of Geodesy Symposia. AG Scientific Assembly, Rio de Janeiro, Brazil, September, 3–9, 1997. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York. pp. 93–100.
- Saastamoinen J. (1973). Contribution to the theory of atmospheric refraction, In three parts. *Bulletin Géodésique* (105, 106, 107), pp. 279–298, 383–397, 13–34.
- Schaer S. (1999). Mapping and predicting the Earth’s ionosphere using the Global Positioning System. PhD thesis. Astronomical Institute, University of Berne. Berne, Switzerland.
- Schaer S., Beutler G., Mervart L., Rothacher M. and Wild U. (1995). Global and Regional Ionosphere Models Using the GPS Double Difference Phase Observable. *in* G. Gendt and G. Dick (Eds), IGS Workshop Proceedings on Special Topics and New Directions. GFZ. Potsdam, Germany. pp. 77–92.
- Schenk V., Cacoń S., Bosy J., Kontny B., Kottnauer P. and Schenková Z. (2002). The GPS geodynamic network East Sudeten. Five annual campaigns (1997–2001). Data processing and results. *Acta Montana, Ser. A. Geodynamics* 20(124), pp. 13–23.
- Schenk V., Cacoń S., Schenková Z., Kontny B., Bosy J. and Kottnauer P. (1999). GPS regional geodynamic network SUDETEN. *EGRS - The International Journal of Exploration Geophysics, Remote Sensing and Environment of the Central Europe* VI(2/1999), pp. 28–30.
- Schüler T. (2001). On ground-based GPS tropospheric delay estimation. PhD thesis. Institute of Geodesy and Navigation University FAF Munich Germany.

- Schmid R., Mader G. and Herring T. (2005). From Relative to Absolute Antenna Phase Center Corrections. *in* M. Meindl (Ed.), Proceedings of IGS 2004 Workshop and Symposium Feb29-Mar5 2004. Bern, Switzerland. pp. 209–219.
URL: igscb.jpl.nasa.gov/igs_cb/resource/pubs/04_rtberne/Session10_1.pdf
- Schupler B. R., Allshouse R. L. and Clark T. A. (1994). Signal characteristics of GPS user antennas. *Navigation: Journal of The Institute of Navigation* 41(3), pp. 277–295.
- Seeber G. (2003). *Satellite Geodesy*. 2nd completely revised and extended edition edn. Walter de Gruyter GmbH & Co. Berlin New York.
- Seeber G., Menge F., Völksen C., Wübbena G. and Schmitz M. (1997). Precise GPS Positioning Improvements by Reducing Antenna and Site Dependent Effects. *in* F. Brunner (Ed.), International Association of Geodesy Symposia. Vol. 118 of *Advances in Positioning and Reference Frames*. Scientific Assembly of the International Association of Geodesy IAG97, Rio de Janeiro, September 3–9, 1997. Springer. pp. 237–244.
- Smith E. K. and Weintraub S. (1953). The constants in the equation for atmospheric refractive index at radio frequencies. *in* Proceedings of Proc. IRE 41. pp. 1035–1037.
- Smith W. L. (1966). Notes on the relationship between total precipitable water and surface dew point. *Journal of Applied Meteorology* 5, pp. 726–727.
- Spilker J. J. (1996). Tropospheric Effects on GPS. *in* B. W. Parkinson and J. J. Spilker (Eds), *Global Positioning System: Theory and Applications*. Vol. I. Washington D.C.: American Institute of Aeronautics and Astronautics, Inc.. pp. 517–546.
- Strang G. and Borre K. (1997). *Linear Algebra, Geodesy, and GPS*. Wellesley-Cambridge Press.
- Teunissen P. J. G. and Kleusberg A. (Eds) (1998). *GPS for Geodesy*. 2nd edn. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York.
- Teunissen P. J. G. (1993). Least-squares estimation of the Integer GPS ambiguities. *in* Invited lecture, Section IV: Theory and Methodology, IAG General Meeting, Beijing, China, August. No. 6 *in* LGR series. Delft Geodetic Computing Centre.
- Teunissen P. J. G. (1995 a). The Invertible GPS Ambiguity Transformations. *Manuscripta Geodaetica* 20(6), pp. 489–497.
- Teunissen P. J. G. (1995 b). The least-squares ambiguity decorrelation adjustment: a method for fast GPS integer ambiguity estimation. *Journal of Geodesy* 70(1-2), pp. 65–82.

- Thayer G. D. (1974). An improved equation for the radio refractive index of air. *RadioScience* 9(10), pp. 803–807.
- Tiberius C. C. J. M. and de Jonge P. J. (1995). Fast positioning using the LAMBDA-method. *in* 4th International Symposium on Differential Satellite Navigation Systems DSNS'95, Bergen, Norway, April 24-28. pp. 1–8.
- Vigny C., Chery J., Dequesnoy T., Jouanne F., Ammann J., Anzidei M., Avouac J. P., Barlier F., Bayer R., Briole P., Calais E., Cotton F., Duquenne F., Feigl K., Ferhat G., Flouzat M., Gamound J.-F., Geiger A., Harmel A., Kasser M., Laplanche M., Pape M. L., artinod M., Menard G., Meyer B., Ruegg J., Scheubel J., Scotti O. and Vidal G. (2002). GPS network monitors the Western Alps' deformation over a five-year period: 1993-1998. *Journal of Geodesy* 76, pp. 63–76.
- Wielgosz P. (2002). Problem redukcji wpływu refrakcji jonosferycznej na wyniki opracowania pomiarów GPS. PhD thesis. Instytut Geodezji, Uniwersytet Warmińsko-Mazurski w Olsztynie. 10-719 Olsztyn, ul. M. Oczapowskiego 1.
- Wielgosz P., Grejner-Brzezinska D. and Kashani I. (2003). Regional Ionosphere Mapping with Kriging and Multiquadric Methods. *Journal of Global Positioning Systems* 2(1), pp. 48–55.
- Wübbena G. (1985). Software Developments for Geodetic Positioning with GPS Using TI 4100 Code and Carrier Measurements. *in* C. Goad (Ed.), Proceedings First International Symposium on Precise Positioning with the Global Positioning System. U.S. Department of Commerce, Rockville, Maryland. pp. 403–412.
- Wübbena G., Schmitz M., Menge F., Böder V. and Seeber G. (2000). Automated Absolute Field Calibration of GPS Antennas in Real-Time. *in* Proceedings of the 13th International Technical Meeting of the Satellite Division of the Institute of Navigation ION GPS 2000, September 19-22, Salt Lake City, Utah.
URL: www.geopp.de/download/Ion2000_presented_at.pdf
- Xu G. (2003). GPS theory, algorithms and applications. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York.
- Yan H. and Ping J. (1995). The generator function method of the tropospheric refraction corrections. *The Astronomical Journal* 110(2), pp. 934–939.
- Zebhauser B. (1999). Zur Entwicklung eines GPS-Programmsystems für Lehre und Tests unter besonderer Berücksichtigung der Ambiguity Function Methode. PhD thesis. Institute for Astronomical and Physical Geodesy of the Technical University of Munich.
- Zebhauser B. (2001). GPSLab is a MatLab5 toolkit for visualization and processing of GPS data. Technical report. Institute for Astronomical and Physical Geodesy of the Technical University of Munich.

PRECISE PROCESSING OF SATELLITE GPS OBSERVATIONS IN LOCAL NETWORKS LOCATED IN MOUNTAIN AREAS

S u m m a r y

The purpose of the research was to work out the methodology of GPS observations processing in local networks located in mountain areas in order to make provision for optimal conditions for local networks' processing, the highest precision of coordinates (height in particular) taking into consideration all the conditions related to a local GPS network construction, heterogeneity of observation data and changeable weather conditions.

In the first part of the study, observation equations, linear combinations used in GPS observations processing and the problem of GPS vector parameters' determination have been given based on literature data.

In the second part, the influence of various errors on GPS surveys and the discussion on the methods for their reduction have been presented. The chapter shows data from literature and the author's own results. The errors having, in the author's opinion, the greatest impact on GPS data processing in local networks located in mountain areas have been discussed extensively. For this reason, the receiver's errors, such as the GPS antenna phase centre variations and secondary multipath have been discussed. Within the propagation errors, the influences of ionospheric and tropospheric refractions were analyzed. In the ionospheric refraction, a method for local ionosphere modelling based on global or regional models and using GPS observations in local networks has been presented. Since the tropospheric refraction has the greatest impact on vertical component of GPS network points coordinates determination, the problems associated with modelling of tropospheric refraction in the zenith direction, as well as mapping functions in a satellite direction have been discussed extensively. A series of analyses and tests was performed in order to choose an optimal methodology for modelling of tropospheric refraction, based on the observations of the local network *KARKONOSZE*.

Part three contains methodology of constructing a local troposphere model based on meteorological observations. It has been subsequently used for the construction of a model for the *KARKONOSZE* network. Observations of meteorological parameters realised during GPS surveys on local network points and the points belonging to the Institute of Meteorology and Water Management were included in the construction of local model of the troposphere. The model of local troposphere is an alternative to standard models used in GPS observations processing software and it is characterised by large spatial and temporal resolution.

In part four, the processing methodology of a local GPS network in mountain area on the example of the *KARKONOSZE* network has been presented. It contains stages of a local GPS network processing, in particular: network connection,

procedure of processing observations, estimation of parameters, particularly tropospheric delay and the resulting coordinates of points. A verification method of the heights of points determined by comparison with normal heights of selected points obtained using precise geometrical levelling has also been presented in this part.