

POLITECHNIKA WARSZAWSKA
WYDZIAŁ GEODEZJI I KARTOGRAFII

**ANALIZA MOŻLIWOŚCI WYKORZYSTANIA PERMANENTNEJ STACJI GPS W HORNSUNDZIE
W BADANIACH ŚRODOWISKOWYCH I GEODYNAMICZNYCH**

Marcin Rajner

Opiekun: dr inż. Janusz Walo

Warszawa 2006

SPIS TREŚCI

WPROWADZENIE	4
ROZDZIAŁ I	6
Permanentna stacja referencyjna w Hornsundzie	
I.1 Pomiary satelitarne na dużych szerokościach geograficznych	7
I.2 Otoczenie stacji	8
ROZDZIAŁ II	13
Wyznaczenie pozycji stacji w Hornsundzie	
ROZDZIAŁ III	17
Troposfera	
III.1 Teoria	17
III.1.1 Refrakcja troposferyczna	17
III.1.2 Modele meteorologiczne	19
III.1.2.1 Wpływ dokładności danych meteorologicznych	21
III.1.3 Para wodna	22
III.1.3.1 Wyznaczenie zawartości pary wodnej	23
III.2 Wyznaczenia troposferyczne	24
III.2.1 Zenith Total Delay (GPS)	24
III.2.2 Zenith Total Delay (meteo)	33
III.2.3 Zenith Wet Delay	35
III.2.3.1 Zawartość pary wodnej w atmosferze	38
ROZDZIAŁ IV	40
Jonosfera	
IV.1 Teoria	41
IV.1.1 Refrakcja jonosferyczna	42
IV.1.2 Funkcje odwzorowawcze	43
IV.1.3 Wpływ jonosfery na propagację fal radiowych	44
IV.1.4 Eliminacja wpływu jonosfery na pomiary satelitarne	45
IV.1.4.1 Modele	45
IV.1.4.2 Kombinacje liniowe obserwacji	46
IV.1.5 Wybrane problemy wyznaczania wartości TVEC na dużych szerokościach geograficznych	47
IV.2 Wyznaczenia jonosferyczne	51
ROZDZIAŁ V	56
Ruch wiekowy	
V.1 Modele ruchu płyt tektonicznych	56
V.2 Ruch stacji w Hornsundzie	58
ZAKOŃCZENIE	60
LITERATURA	61
ZAŁĄCZNIKI	63
A. Informacje techniczne dotyczące stacji w Hornsundzie	63
B. Krótki opis opracowania obserwacji	64
C. Użyte oprogramowanie oraz źródła danych	65
D. Podstawowe wymagania dotyczące stacji należących do IGS/EPN oraz analiza możliwości włączenia stacji w Hornsundzie	66
E. Dane meteorologiczne dla Hornsundu i Tromso	68
F. Poligon geodynamiczny w rejonie Hornsundu (pomiar w roku 2005)	69

WYKAZ STOSOWANYCH W PRACY SKRÓTÓW

AC	– Analysis Center
CODE	– Center for Orbit Determination Europe
DOY	– Day Of Year
EPN	– EUREF (European Reference Frame) Permanent Network
EOP	– Earth Orientation Parametrs
GDOP	– Geometric Dilution of Precision
GNSS	– Global Navigation Satellite System
ICRF	– International Celestial Reference Frame
IGF PAN	– Instytut Geofizyki Polskiej Akademii Nauk
IGS	– International GNSS Service
IPW	– Integrated Precipitable Water Vapor
IRI	– International Reference Ionosphere
ITRF	– International Terrestrial Reference Frame
IWV	– Integrated Water Vapor
LAC	– Local Analysis Center
LC	– Linear Combination
N, E, U	– North, East, Up, współrzędne w układzie lokalnym
GPS	– Global Positioning System
PDOP	– Position Dilution of Precision
ppm	– part per milion (jedna milionowa, 10^{-6})
PPP	– Precise Point Positioning
PW	– Precipitable Water
RINEX	– Reciver INdependent EXchange
RMS	– Root Mean Square
SLM	– Single Layer Model
SNR	– Signal to Noise Ratio
TEC	– Total Electron Content
TPD	– Tropospheric Path Delay
URSI	– International Union of Radio Science
ZBPiM	– Zakład Badań Polarnych i Morskich
ZPD	– Zenith Path Delay
ZTD	– Zenith Total Delay
ZWD	– Zenith Wet Delay

Materiały wykorzystane w pracy zostały zebrane w czasie XXVIII Wyprawy PAN na Spitsbergen (2005/2006 rok).

Podane w pracy ścieżki katalogów i plików odnoszą się do załączonej płyty CD.

Znaczniki przy datach na wykresach oznaczają początek danego dnia (godzina 0⁰⁰).

Zawsze, jeżeli nie zostało to zaznaczone, podawany jest czas uniwersalny (UT).

Używane są czteroliterowe skróty nazw stacji GNSS wg IGS/EPN.

Dla stacji w Hornsundzie używam tymczasowego skrótu ASTR.

WPROWADZENIE

W swojej pracy przedstawiam niektóre korzyści/możliwości, jakie w badaniach środowiskowych dają stacje referencyjne GPS, na przykładzie nowopowstałej stacji w Hornsundzie (Spitsbergen).

Praca zawiera opracowanie 6-cio miesięcznych obserwacji, składa się z **pięciu rozdziałów**.

W **pierwszym** przedstawiona jest lokalizacja stacji. Omawia on również niekorzystne otoczenie stacji. Przedstawione są ilościowe wskaźniki opisujące „wielodrożność sygnału” oraz porównanie ich z innymi, wybranymi stacjami, wraz z interpretacją i wytłumaczeniem „nietypowego” zachowania stacji w Hornsundzie. Podana jest także krótka charakterystyka specyfiki pomiarów satelitarnych na dużych szerokościach geograficznych. Zwrócono uwagę na gorszą geometrię satelitów nad tymi rejonami, w szczególności na brak satelitów okołozenitalnych, co jest istotną sprawą w aspekcie badań środowiskowych (troposferycznych i jonosferycznych).

Drugi rozdział dotyczy wyznaczenia pozycji stacji w globalnym układzie współrzędnych (ITRF2000). Po krótko omawia przyjętą strategię/podejście opracowania obserwacji oraz wyniki. Przedstawia również dobową i tygodniową powtarzalność współrzędnych, a także wyjaśnia przyczyny niektórych błędnych wyznaczeń.

Trzeci, główny rozdział pracy, dotyczy zagadnień związanych z wpływem neutralnej atmosfery na propagację sygnału GPS, a także związane z tym możliwości wyznaczenia niektórych parametrów meteorologicznych. Poprzedzony jest niezbędnym literaturowym wstępem teoretycznym. Dla oceny dokładności tych wyznaczeń porównano wyniki uzyskane dla stacji odniesienia do wyznaczeń globalnych (kombinacja wyników Centrów Analiz IGS) - różnice w ZTD są rzędu pojedynczych centymetrów. Przedstawia to zalety globalnych rozwiązań, wskazując jednak na identyczny rozkład różnic dla wszystkich stacji. Zatem różnicowe traktowanie tych regionalnych rozwiązań uznano za odpowiednie.

Z uwagi na fakt, że w Hornsundzie prowadzi się również badania meteorologiczne, porównano wyniki do popularnych modeli meteorologicznych ZTD dla stacji w Hornsundzie. Potwierdza to dobrą zgodność tych modeli również dla obszarów polarnych. Zaproponowane „poprawienie” wyników dla stacji ASTR (o poprawki z najbliższej stacji, jako różnice rozwiązań globalnych i moich regionalnych) ma wyraźnie lepszą zgodność z tymi modelami. Z drugiej strony dane meteorologiczne pozwoliły na pełniejsze wykorzystanie obserwacji GPS, tzn. obliczenie takich parametrów jak ZWD oraz PW – opisujące zawartość pary wodnej oraz wskazanie na ich korelacje z odpowiednimi parametrami meteorologicznymi.

Dla lepszej prezentacji możliwości monitorowania stanu atmosfery na podstawie regionalnych sieci satelitarnych przedstawiony jest zachowanie ZPD, parametrów meteorologicznych oraz odpowiednich zdjęć satelitarnych dla typowej (w badanym okresie), wyraźnej anomalii pogodowej nad rozpatrywanym rejonem.

Rozdział zawiera również krótką analizę głównych czynników wpływających na jakość wyznaczanych parametrów troposferycznych.

Dla graficznych porównań podane są wybrane parametry statystyczne - numerycznie określające dokładność uzyskanych wyników.

Wpływ jonosfery przedstawia kolejny rozdział, **czwarty**. Również poprzedzony jest krótkim teoretycznym wstępem. Prezentuje wyniki uzyskane na podstawie obserwacji z jednej stacji. Także wskazuje na typową roczną i dobową zależność stanu jonosfery dla Hornsundu z obserwacji GPS z innych stacji – rozwiązanie IGS. Dodatkowo, aby „uwiarygodnić typowość” tych wyników, podane są wybrane wskaźniki geomagnetyczne.

Rozdział czwarty jest też „pretekstem” do szerszej analizy możliwości monitorowania jonosfery w warunkach polarnych (ściślej dla szerokości większych od inklinacji orbit – dla systemu GPS 55°), powodowanych geometrią konstelacji satelitów. Na podstawie prostych zależności geometrycznych pokazane jest rzeczywisty, maksymalny zasięg obszaru przez który dociera sygnał satelitarny, w zależności od wysokości nad powierzchnią Ziemi. Dyskusja poparta jest odpowiednimi rysunkami maksymalnej widoczności „chwilowej” (nie uwzględnia chwilowej geometrii satelitów) i „dobowej” rozumianej jako próbkowany obszar podczas pełnego obrotu Ziemi. To drugie przedstawienie ma sens biorąc pod uwagę niewielką, krótkookresową zmienność stanu jonosfery w układzie związanym ze Słońcem, w przypadku troposfery jest oczywiście niedopuszczalne. Na podstawie powyższych rozważań, pokazane jest, że przy odpowiednim rozmieszczeniu odbiorników (i odpowiednio długim okresie obserwacji) badać można cały obszar warstw do ok. 2000 km. Jest to o tyle istotne, że większość elektronów oraz cząstek jonosfery znajduje się poniżej tej granicy. Z drugiej strony pokazuje to, że dla obszarów biegunowych brak jest informacji dotyczących wyższych warstw jonosfery. Główną, obok automatyzacji, ciągłości i prostoty, zaletę satelitarnego monitorowania stanu jonosfery. Porównywanie tak otrzymanych parametrów z naziemnymi technikami (np. jonosonda – ograniczona do wysokości ok. 1000 km) może mieć inny charakter.

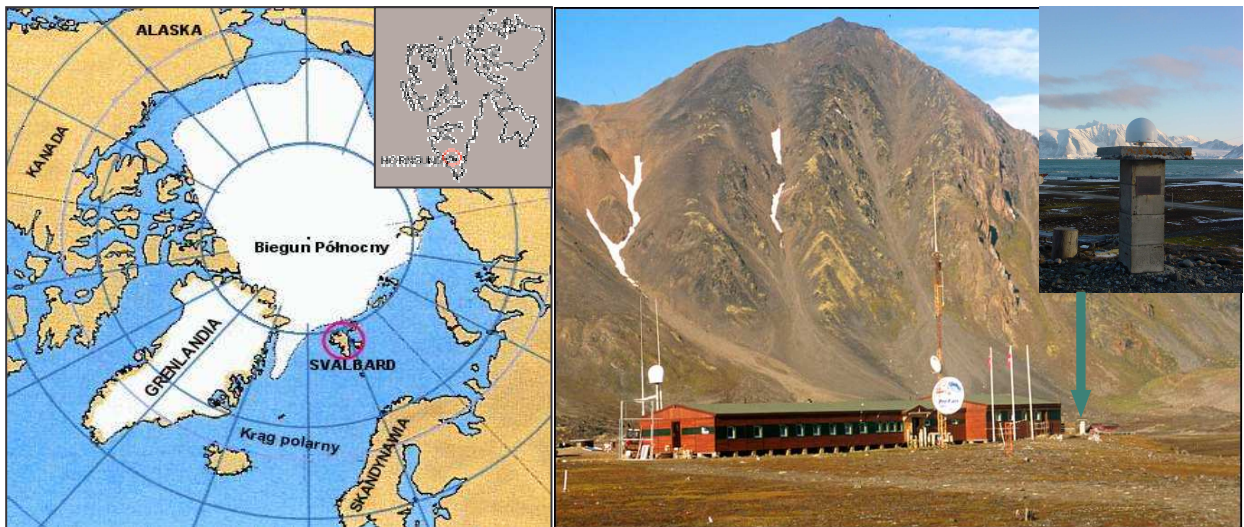
W rozdziałach III i IV akcentowane są wyniki (czasem oczywiste) charakterystyczne dla stref polarnych, często przez porównanie z wynikami dla stacji z umiarkowanych i małych szerokości geograficznych.

Piąty, ze względu na krótki czas obserwacji, sygnalizuje tylko możliwość wyznaczenia ruchu stacji w globalnym układzie odniesienia oraz przedstawia oczekiwane, modelowe rezultaty (wybrane modele są również pokrótce opisane). Zwraca także uwagę na korzystne usytuowanie obu stacji na Spitsbergenie (Hornsund, Ny Alesund) w poszukiwaniu różnic prędkości w obrębie samej wyspy.

ROZDZIAŁ I

PERMANENTNA STACJA REFERENCYJNA W HORNSUNDZIE

Od 1 listopada 2005 roku działa kolejna stacja referencyjna GPS (szczegółowe dane techniczne zawiera załącznik A). Położona jest w rejonie fiordu Hornsund (Spitsbergen) w pobliżu Polskiej Stacji Polarnej Instytutu Geofizyki PAN (więcej informacji o Stacji i archipelagu, można znaleźć w literaturze [Adamek A. 2005, Hornsund, 2006]). Lokalizacje stacji przedstawiają rysunki I.a i I.b. Stacja ta służy jako stacja baza przy różnicowych obserwacjach satelitarnych w okolicach stacji dla potrzeb różnych grup badawczych potrzebujących szybkiego wyznaczania pozycji zarówno na lądzie (geodezja, glaciologia i in.) jak i na wodzie (hydrografia i in.).



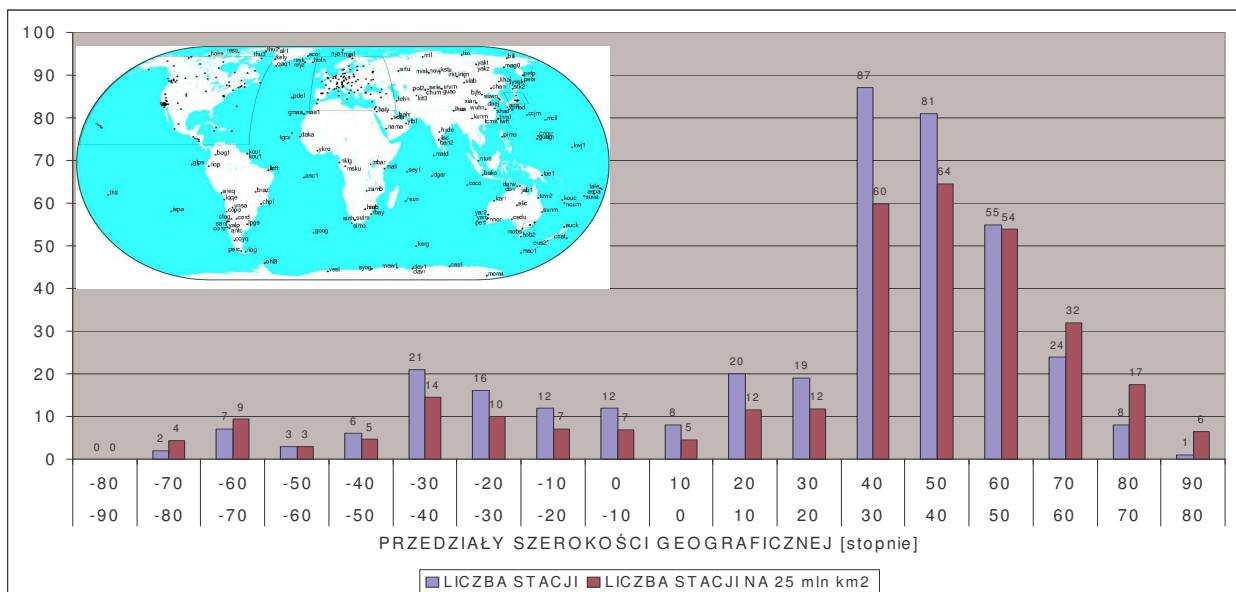
Rys. I.a i I.b Lokalizacja stacji, [http://hornsund.igf.edu.pl/mapa1.html, fot. Z. Malinowski (VIII 2005), A. Adamek (XI 2005)]

Oprócz zastosowań doraźnych zbierany materiał obserwacyjny może służyć nie tylko do wyznaczania pozycji, lecz wielu innym dziedzinom Nauk o Ziemi. O tych właśnie „nie użytkowych”, nie pozycyjnych zastosowaniach wyznaczeniach traktują rozdziały III i IV.

I.1 POMIARY SATELITARNE NA DUŻYCH SZEROKOŚCIACH GEOGRAFICZNYCH

Patrząc na mapę rozmieszczenia stacji IGS, widać wyraźnie nierównomierne rozmieszczenie (szczególnie dużo stacji w Europie). Niekorzystne dla badania obszarów polarnych jest również rozmieszczenie tych stacji w zależności od szerokości geograficznej. Nieco lepszą sytuację (zwłaszcza dla półkuli północnej) przedstawia zależność liczby stacji na powierzchnię. Sytuację tą może poprawić stacja w Hornsundzie (77 równoleżnik szerokości północnej). Warto dodać, że bardziej wysuniętymi na północ stacjami GNSS są tylko Alert (ALRT, 82°N) i Ny Alesund (NYAL i NYA1, 79°N) – stacje sieci IGS.

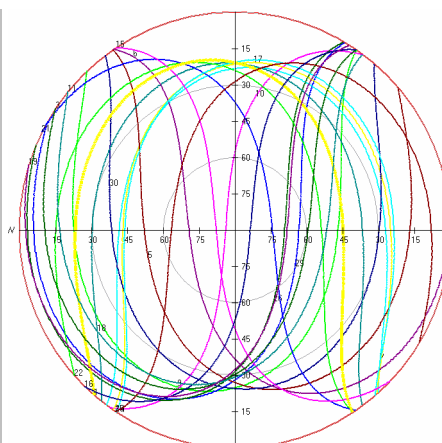
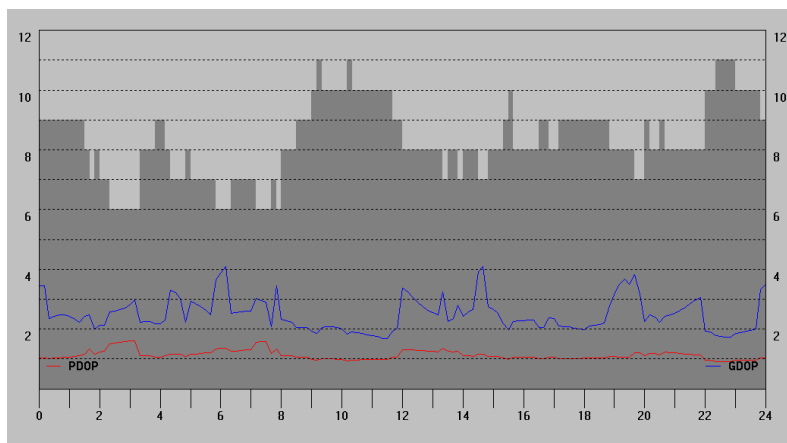
Pomiary satelitarne w warunkach polarnych są specyficzne nie tylko ze względu na panujące warunki, ale także na inną geometrię widocznych satelitów. Związane jest to z wysokością satelitów (GPS – 20200km, GLONASS – 19100, GALILEO – 23200) oraz nachyleniem orbity względem równika (55°, 65°, 56°).

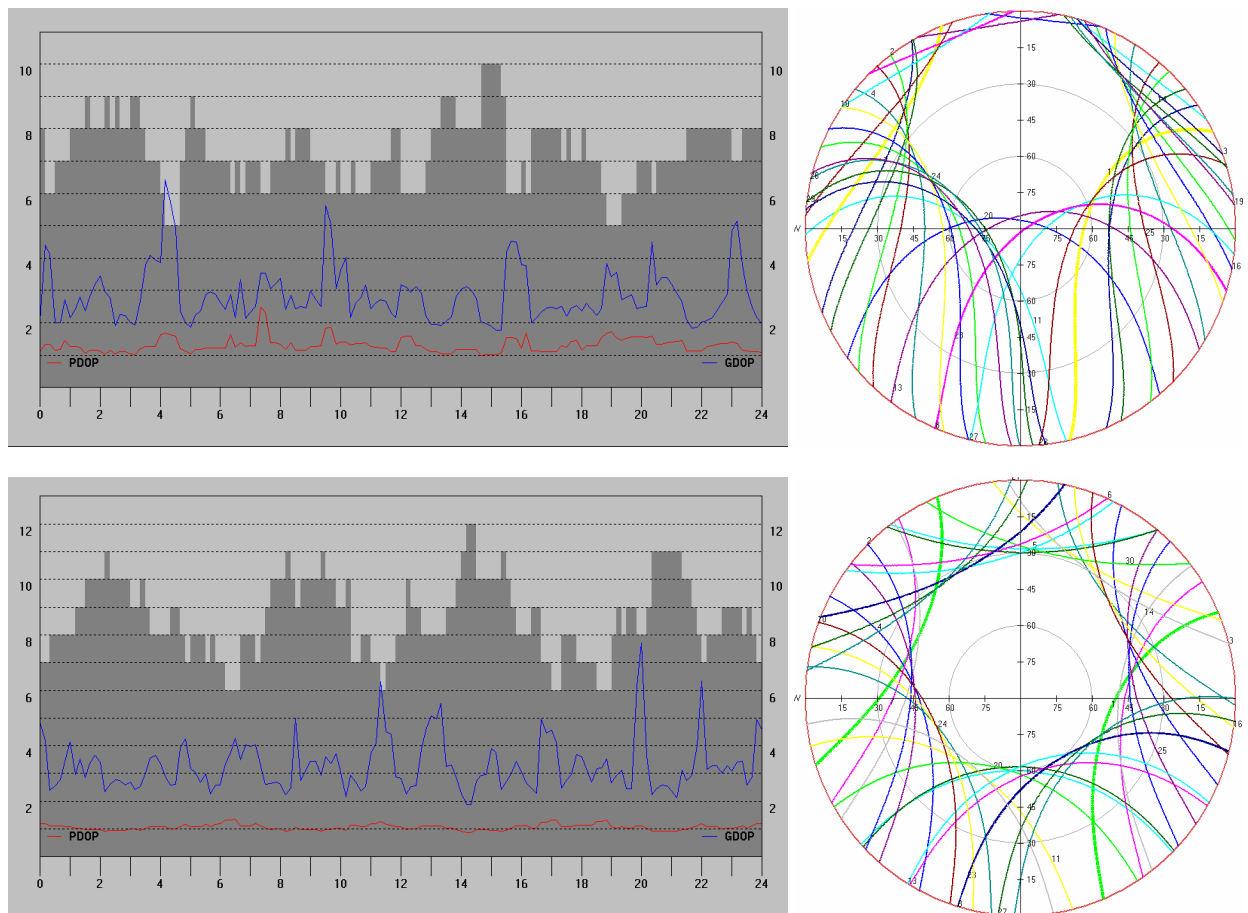


Rys. I.c Rozmieszczenie stacji IGS w zależności od szerokości geograficznej oraz schematyczna mapa stacji IGS [http://igs.cb.jpl.nasa.gov/network/complete.html]

Poniżej przedstawiam porównanie obserwowanych azymutów i wysokości zenitalnych dla stacji GLPS (Ekwador, 0,5°N), JOZE (Józefosław, 52°N) i ASTR (Hornsund, 77°N). Rysunki zrobione są w darmowym programie do opracowania obserwacji GPS [xRapS, 2006]. Dla kompletności podaje również wykresy pokazujące liczbę widocznych satelitów (ciemno szary) oraz PDOP (na czerwono) i GDOP (niebieski).

Porównanie to pokazuje, że właściwie nie ma problemu z ilością obserwowanych satelitów w obszarach polarnych, natomiast brak jest wysokich, około zenitalnych satelitów. Z tego powodu wszystkie przeszkody terenowe bardziej zmniejszają ilość obserwacji niż na mniejszych szerokościach geograficznych. Ma to może nieco mniejsze znaczenie w przypadku ciągłego pomiaru na stacji, natomiast w pomiarze różnicowym, gdy drugi odbiornik jest po drugiej stronie przeszkody, czas pomiaru zdecydowanie się wydłuża ze względu na małą liczbę wspólnych obserwacji. Analiza wpływu geometrii satelitów w badaniach środowiskowych, rozbudowana jest w rozdziale IV.





Rys. I.1.a Porównanie ilości widocznych satelitów GPS, PDOP, GDOP oraz ich azymutów i wysokości na różnych szerokościach geograficznych (0°, 52°, 77°) [xRapS, 2006].

I.2 OTOCZENIE STACJI

Rys. I.b pokazuje okolice stacji. Widać na nim brak możliwości obserwacji niskich satelitów (góra Fugleberget 569 m n.p.m.) od strony północnej (kierunek ma w tym przypadku mniejsze znaczenie niż dla szerokości umiarkowanych, patrz rys. I.1.a).

Widać również wysokie, stalowe maszty flagowe, które mogą być przyczyną błędu zwanego wielodrożnością sygnału (*ang. multipath error*). Polega on na tym, że do odbiornika docierają sygnały odbite od różnych obiektów. Szczególnie dotyczy to sygnałów z niskich satelitów (brak wysokich satelitów w rejonach polarnych, porównaj rys. I.1.a, jest tu dodatkowo niekorzystny). Szacuje się [Liwosz, 2005], że błąd ten może obarczać pomiar kodowy wartościami rzędu 20-30 m, a pomiar fazowy 5 cm. Przy długich obserwacjach błąd ten ma mniejsze znaczenie (uśrednienie), natomiast istotny jest w pomiarach w trybie DGPS i RTK (obecnie główne zastosowanie stacji w Hornsundzie). Nie jest również eliminowany przez tworzenie różnic obserwacji.

Wpływ wielodrożności można zmniejszyć poprzez dobry wybór lokalizacji (nienajlepsza dla ASTR, „-”), użycie odpowiedniego rodzaju anten (ASTR – antena typu „choke ring” z elementem Dorne&Margolin, „+”), wybór wysokich satelitów (duża szerokość geograficzna ASTR, „-”), używanie różnego rodzaju ab-

sorbentów ekranów, filtrowanie obserwacji w odbiorniku lub oprogramowaniu (różna polaryzacja sygnałów bezpośredniego i odbitego, „wygładzanie” obserwacji, wybór obserwacji charakteryzujących się wysokim wskaźnikiem SNR). Najważniejsza jest jednak odpowiednia lokalizacja! Można również to zjawisko modelować. Efekty błędów troposferycznych, orbit satelitów, zegarów są takie same dla obserwacji kodowych jak i fazowych. Różne są natomiast dla błędów jonosferycznych (przeciwny znak) i wielodrożności. Biorąc pod uwagę odpowiednią kombinację liniową obserwacji kodowych i fazowych L3-P3, wolną od wpływu jonosfery, można wyznaczyć wartości błędów powodowanych docieraniem sygnału odbitego.

Pewną uproszczoną charakterystykę wielodrożności (tylko dla pseudoodległości) podaje na podstawie przeanalizowania plików obserwacyjnych programem [TEQC, 2006]. Uśrednione dobowe wartości wielodrożności pseudoodległości na obu częstotliwościach (mp1, mp2) przedstawia rys. I.2.a. Na wyniki nakładają się wiele czynników, jednak przedstawione wartości, a właściwie ich zmiany dają pewne pojęcie „jakości otoczenia”.

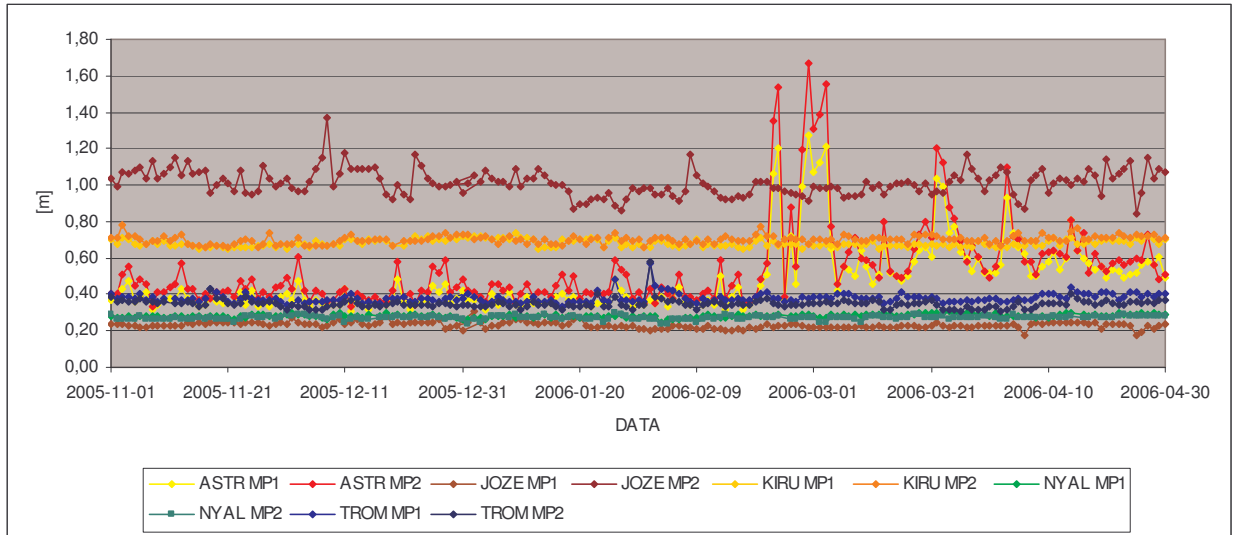
Podaję te wartości, w porównaniu do innych stacji, ale trzeba sobie zdać sprawę, że porównywanie wartości bezwzględnych nie jest do końca zasadne, ze względu na różne rodzaje odbiorników, anten oraz znaczne różnice szerokości geograficznych (z wyjątkiem NYAL – Ny Alesund, Spitsbergen) jest nieodpowiednio ze względu na zupełnie inne wysokości satelitów. Oczywiście jest, że dla mniejszych wysokości „zagrożenie” wielodrożnością jest większe. Wpływ technologii (szczególnie istotne oprogramowanie wewnętrzne) również jest istotny. Wpływ ten przedstawiają wartości dla Józefostawia, różniące się zasadniczo w zależności od częstotliwości. Jest tam znacznie starszy typ odbiornika niż na pozostałych stacjach (instalacja w 1993 roku, NYAL, TROM – 1999, KIRU – 2003). Wartości dla stacji są w miarę stałe (z wyjątkiem jakiegoś wydarzenia, dla TROM), co jest oczywiste biorąc pod uwagę okresowy charakter występowania wielodrożności (doba gwiazdowa), a także staranny dobór lokalizacji stacji.

„Katakлизм” obserwowany od 20.II. 2006 dla stacji ASTR można wytłumaczyć problemami z kablem antenowym, obserwacje dla tych dni są „szarpane” (zobacz np. ASTR\OUT\RXGRA0590.OUT). Późniejsze maksima mają tą samą przyczynę (ASTR\OUT.RXGRA0810.OUT). Świadczy to, że znaczną część wielodrożności redukuje odbiornik (pewne uśrednienie), który „nie radzi sobie” w przypadku przerywanych obserwacji.

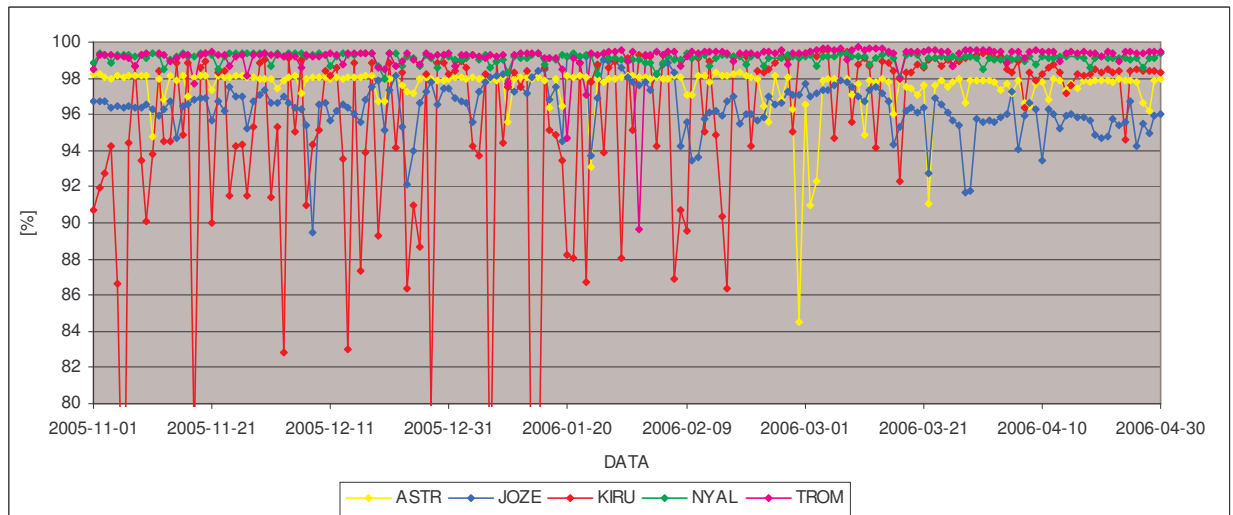
Dla stacji ASTR korelacja wartości przedstawionych na obu rysunkach jest oczywista, natomiast ciekawe, że ten wskaźnik, znacznie bardziej niekorzystny dla KIRU nie niesie ze sobą takich konsekwencji (odbiornik nie doznaje „szoku” powodowanego wielodrożnością - w okolicy stacji KIRU nie ma żadnych przeszkód terenowych; zdjęcie: <http://nng.esoc.esa.de/gps/kiruna.html>).

Łatwo można skojarzyć te zdarzenia z rysunkiem I.2.b, przedstawiającym stosunek liczby obserwacji na stacji do liczby obserwacji spodziewanych (na podstawie przybliżonych współrzędnych i efemeryd).

Porównanie na rysunku I.2.b daje również pewny pogląd na stopień zasłonięcie horyzontu. Wyraźne jest rozwarstwienie maksymalnych wartości (brak „górnego poziomu” dla stacji JOZE ponownie tłumaczyłbym ograniczeniami technologicznymi np. liczbą kanałów), te wynoszą odpowiednio: ASTR-98,3%, JOZE-



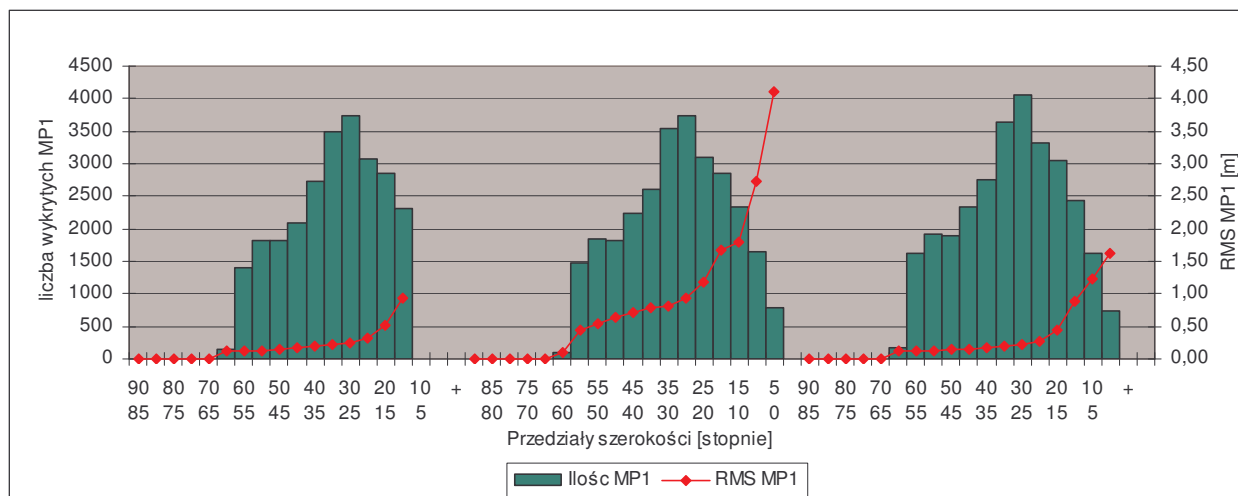
Rys. I.2.a Średnie wartości wielodrożności pseudoodległości. Stacja ASTR, JOZE, KIRU, NYAL, TROM [TEQC, 2006].



Rys. I.2.b Stosunek ilości obserwacji do ilości spodziewanej. Stacja ASTR

99,2%, KIRU-99,6%, NYAL-99,4%, TROM-99,7%. Oczywiście, brak obserwacji może być powodowany wieloma innymi czynnikami (jakość odbiornika, SNR, wielodrożność, wzmacnienie anteny itp.), jednak wspomniany „efekt góry” jest zauważalny. Nie jest on duży, ale jest to wartość uśredniona. Sprawdzenie tego parametru dla jednogodzinnych obserwacji (0-1h UT, 1-2hUT itd.) dają zmienność w przedziale 95,7÷100% (minimum 13UT, maksimum 14 - ważne dla 1.XI). Chwilowe „skoki” mogą być znacznie większe.

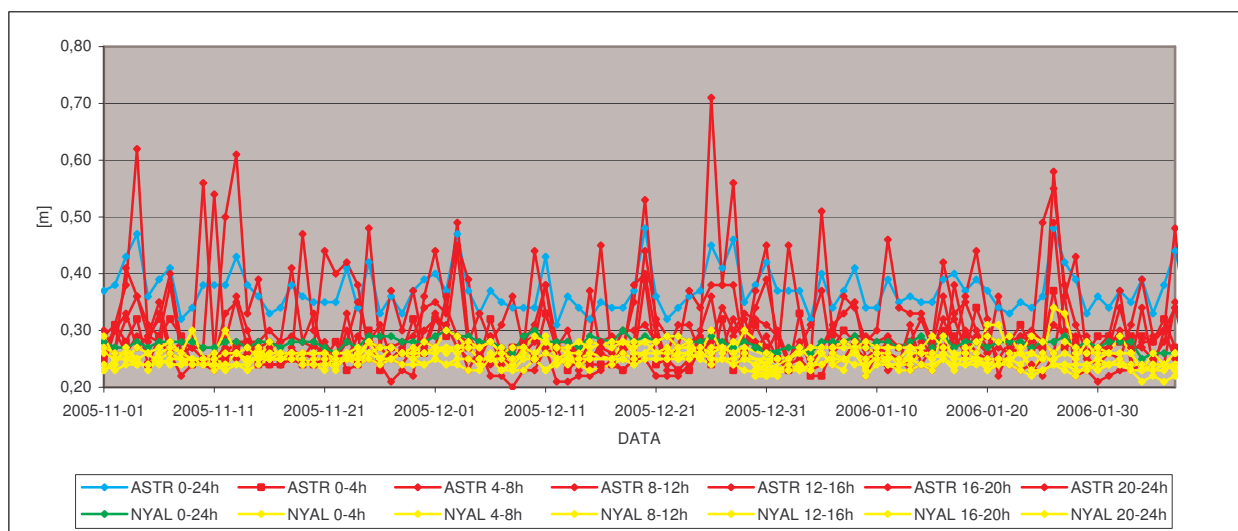
Od 1.III.2006 zmniejszona została tzw. „maska” określająca minimalną wysokość obserwowanych satelitów na 0° (poprzednio 10°). Efektem jest widoczna, systematyczna różnica pomiędzy „spokojnymi” okresami. Aby wykluczyć, że końcowe większe wartości nie są „echem problemów” przedstawiam wartości wielodrożności w zależności od kąta zenitalnego dla wybranych, reprezentatywnych dni. Rysunki udowadniają, że zwiększenie średniej wartości wielodrożności jest efektem zmniejszenia „maski”. Problem ten jest do „obejścia” na etapie opracowania obserwacji.



Rys. I.2.c Wartości wielodrożności (średnie, mp1), a także ich ilość, dla stacji ASTR w zależności od wysokości satelitów. W kolejności dotyczą dni 1.XI.05, 3.III.06, 30.IV.06.

Niepokojąca natomiast jest widoczna, nie wiadomego pochodzenia, nienaturalna zmienność w „spokojnych” okresach (rys. IV.1.d). Te nieokresowe zmiany dla ASTR, interpretowałbym jako „zmienny efekt walki odbiornika z wielodrożnością”.

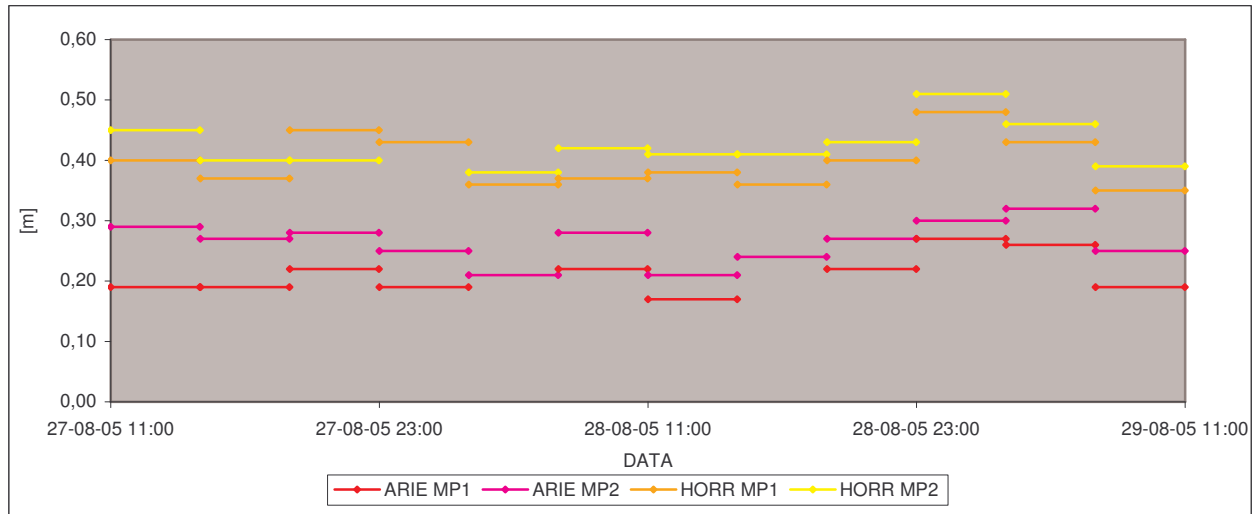
Brak jest też wyraźnych różnic, w zależności od analizowanych przedziałów czasowych (rys. I.2.d). Dla pewności, że takie czasowe zróżnicowanie nie powinno wystąpić na tej szerokości, dla widocznej geometrii podobne porównanie zrobiłem dla stacji NYAL (antena w Ny Alesundzie zamontowana jest na szczycie budynku). Zmniejszenie rozważanych okresów pozwoliłoby rozdzielić subtelniejsze różnice.



Rys. I.2.d Wielodrożność (mp1) dla wybranych okresów obserwacyjnych dla stacji ASTR i NYAL. Brak możliwości rozróżnienia poszczególnych okresów jest celowa, aby podkreślić różnice pomiędzy stacjami.

Kolejne wnioski przynosi porównanie wielodrożności podczas dwudobowych obserwacji z sierpnia (rys. I.2.e). Pomiar był wykonywany dwoma (jeden z nich to obecnie bazyowy odbiornik ASTR) identycznymi odbiornikami, identycznymi antenami i przy identycznych ustawieniach. Jedna stacja (HORR) znajdowała

się w odległości ok. 1m od obecnej stacji ASTR, a druga (ARIE) na szczycie pobliskiej góry. Widać wyraźne zmniejszenie efektu wielodrożności, pomimo że lokalizacja ARIE (kamieniste, skalne zbocze) również nie została wybrana optymalnie, ze względu na bardzo silny wiatr. Niestety okres obserwacji jest zbyt krótki, żeby sprawdzić występowanie opisanych wcześniej skoków. Wartości dla ASTR i HARR są nieporównywalne ze względu na zmianę anteny.



Rys. I.2.e Wielodrożność pseudoodległości w interwale czterogodzinnym. Stacje HARR i ARIE. W obu przypadkach maska 10°

Przedstawiane wartości nie świadczą o wielkościach błędów powodowanych wielodrożnością. Są to wartości uśrednione i dotyczą tylko pomiarów kodowych. Za to wahania tych parametrów są niepokojące. Należałoby rozważyć inną lokalizację, bardziej odległą od budynku i zabezpieczoną przed dostępem zwierząt. Wydają się, że warto nawet „poświęcić” ciągłość obserwacji na tym stanowisku.

ROZDZIAŁ II

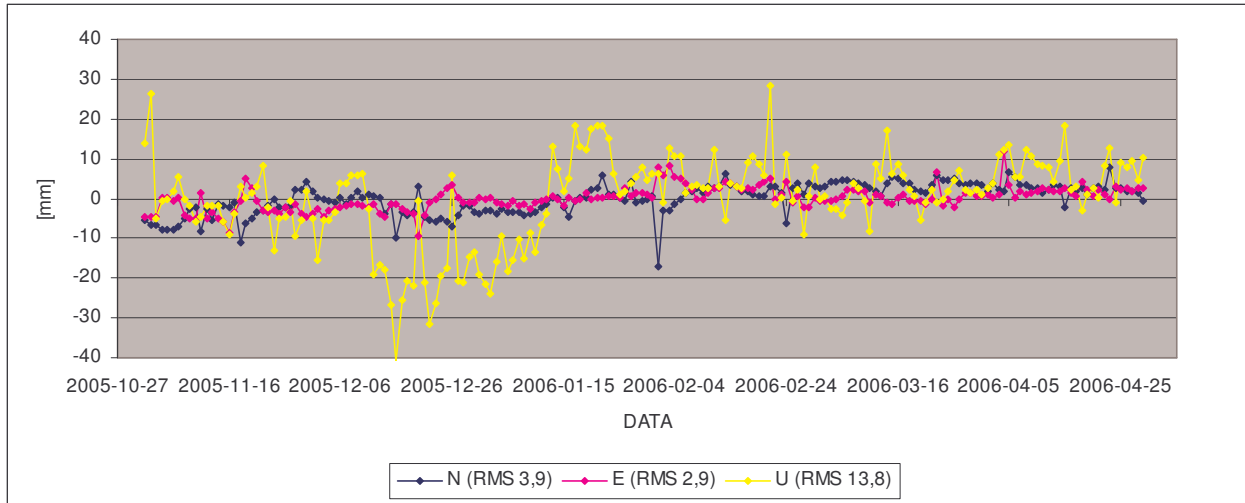
WYZNACZENIE POZYCJI STACJI W HORNSUNDZIE

W pracy nie podaję podstawowych informacji o systemie GPS, ponieważ Czytelnik może znaleźć je w wielu książkach o geodezji i nawigacji. Także przytaczana przeze mnie literatura zawiera opis systemu, konstelacji satelitów, rodzajach obserwacji i in. [Hofmann-Wellenhof i in. 2001, Hugentobler i in., 2005, Liwosz, 2005].

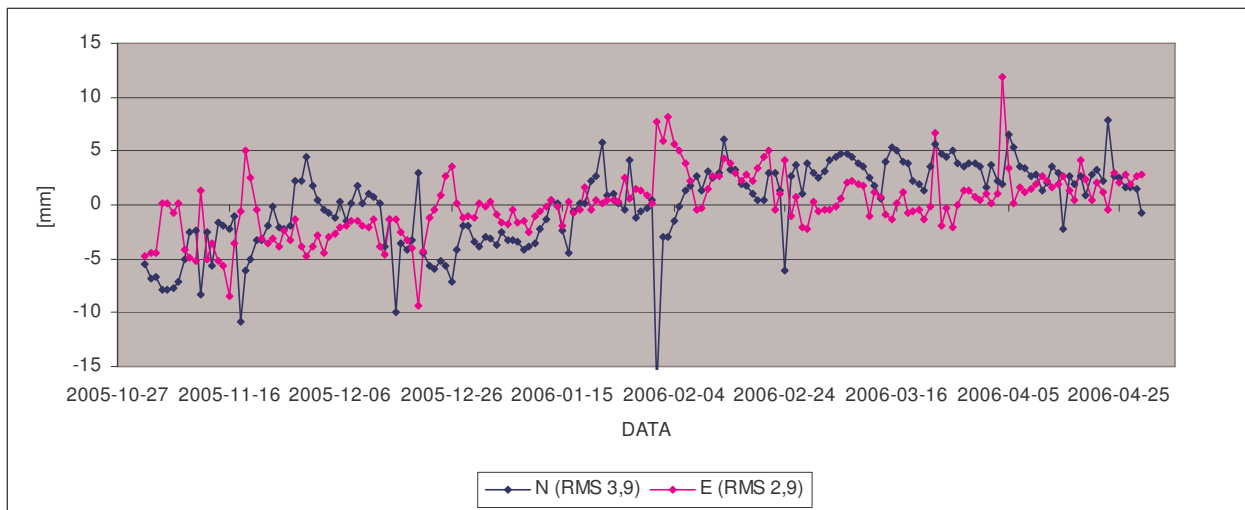
Opracowaniu poddane zostały obserwacje satelitarne z opisanej w rozdziale I, stacji w Hornsundzie (informacje techniczne w załączniku A). Podczas opracowywania obserwacji korzystałem z oprogramowania Bernese v. 5.0, którego możliwości i ograniczenia można znaleźć w literaturze [Dach i in., 2004, Hugentobler i in., 2005, Liwosz T. 2005]. W pracy nie są opisane dokładne ustawienia, wybór parametrów, strategii/podejścia spośród dostępnych opcji oprogramowania. Skrótowy opis kolejności postępowania oraz opis zawartości wybranych plików wynikowych załączonych na płycie CD, zawiera załącznik B. Ważne jest, że wszystkie dni liczone były w ten sam sposób, co pozwala na obiektywne porównanie powtarzalności współrzędnych, parametrów atmosferycznych i jonosferycznych. Zmiana ustawień dla poszczególnych dni utrudniłaby interpretacje wyników.

Do opracowania skorzystałem z „produktów”/wyników końcowych (final) IGS oraz różnych danych pomocniczych. Wykaz wszystkich pobranych w procesie opracowania danych, wraz z podanymi źródłami internetowymi, znajduje się w załączniku C. Okres obserwacji poddanych opracowaniu to 6 miesięcy: 01.11.2005-30.04.2006 (DOY:305.2005-90.2006).

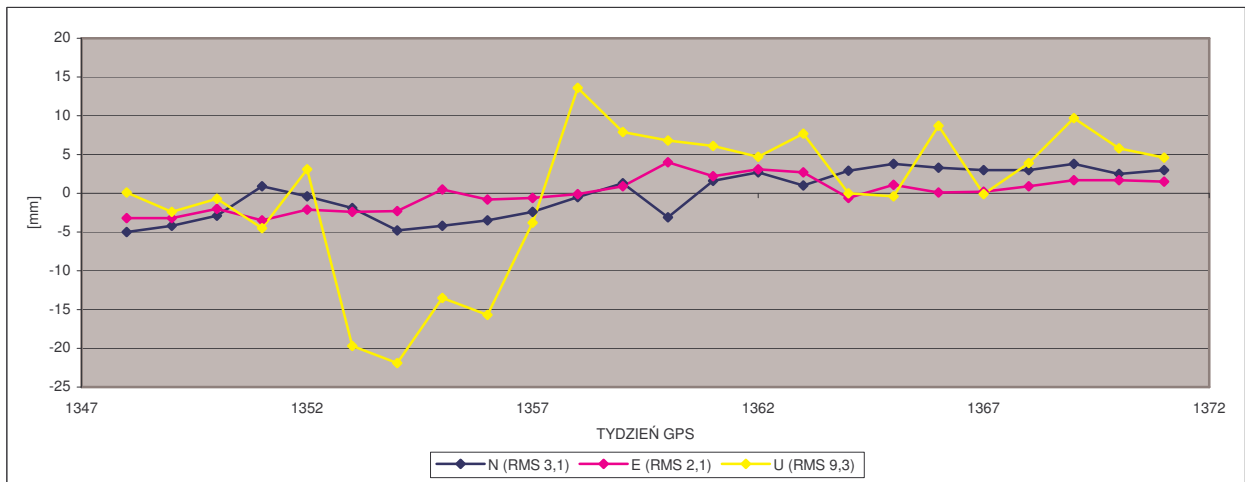
Jako stacje odniesienia przyjąłem stacje: Kiruna (Szwecja, KIRU, odległa o 1034 km), Ny Alesund (Norwegia, Spitsbergen, NYAL, 232) oraz Tromso (Norwegia, TROM, 825). Rozmieszczenie jest bardzo niekorzystne. Duże odległości (z wyjątkiem NYAL) oraz położenie prawie współliniowe. Stacje dobrane zostały intuicyjnie. Nie są to trzy najbliższe stacje. Bliższe niż Kiruna są NYA1 i TROM1. Liwosz (2004) przedstawia szereg eksperymentów i wyników mających na celu optymalny dobór stacji odniesienia. Porównuje wyniki uzyskane dla stacji w nawiązaniu do 3 najbliższych (dodatkowo wybrał niekorzystną geometrię) i 3 optymalnych stacji (gdzie testem był wybór 3 z 15 najbliższych stacji, dla których tzw. liczba warunkowa jest najmniejsza), dla różnych sesji obserwacyjnych (1-24h). Przedstawione wyniki pokazują, że optymalny dobór stacji daje mniejsze wartości odchylenia standardowego dla wyznaczanych współrzędnych. Widoczne jest, że dobór bliższych stacji pozwala na lepsze wyznaczenie wysokości. Jednak dla długich sesji różnice pomiędzy tymi dwoma podejściami nie są już tak wyraźne. Poza tym przy wyznaczaniu parametrów troposferycznych wzięcie do obliczeń stacji podwójnej, byłoby utrudnione przez to, że refrakcja troposferyczna dla krótkich wektorów jest bardzo silnie skorelowana (należałoby na jedną stację nałożyć pewne warunki). Wybranie dwóch stacji w Ny Alesundzie byłoby raczej podwojeniem wagi. Dobranie optymalnych obserwacji ma kluczowe znaczenie dla krótkich obserwacji (dlatego tak istotne jest w planowaniu kampanii obserwacyjnych i w ogóle wszelkich obserwacji geodezyjnych), jednak jak starałem się to udowodnić dla obserwacji długich, tak jak dla Hornsundu (dodatkowo do końcowego wyznaczenia współrzędnych kombinowane są równania normalne rozwiązań dobowych) ma to nieco mniejsze znaczenie.



Rysunek II.a Dobbowe zmiany współrzędnych (niezależne rozwiązania) dla stacji ASTR



Rysunek II.b Dobbowe zmiany współrzędnych (niezależne rozwiązania) dla stacji ASTR (składowe horizontalne)



Rys. II.c Tygodniowe zmiany współrzędnych dla stacji ASTR

Końcowe współrzędne obliczone zostały niezależnie dla każdego dnia (ASTR/STA/FINYYDDD.CRD i ASTR/OUT/FINYYDDD.OUT). Porównanie zmian współrzędnych, w układzie lokalnym z rozwiązań dobowych przedstawione są na rysunku II.a. Dla lepszej rozdzielczości na rysunku II.b przedstawione są tylko składowe horyzontalne. Wartości liczbowe znajdują się w pliku (ASTR\OUT\COMPAR.037). Wykresy **nie** uwzględniają czasowych zmian współrzędnych stacji. Przedstawiam również porównanie współrzędnych w rozwiązaniach tygodniowych (ASTR\OUT\COMPAR.039), które są obecnie standardem rozwiązań permanentnych sieci EPN i IGS.

Nawiązując do problemów na początku marca, opisanych wcześniej, nie widać, żeby to miało odzwierciedlenie w jakości współrzędnych – na skutek uśrednienia. Natomiast procent rozwiązanych nieoznaczoności zdecydowanie spada z poziomu 85÷90% (ASTR-NYAL, dla ASTR-KIRU i ASTR-TROM 5÷10% mniej) nawet do 50%!

Analiza zachowania poszczególnych wektorów pozwala na wskazanie przyczyn dla najgorzej wyznaczonych dni (np. wysokość w grudniu – słabej jakości rozwiązanie ASTR-KIRU, składowa N, na początku lutego, odpowiada problemom na stacji TROM, por. rys. I.2.b, itp.). Dążąc do jak najwyższej dokładności można by „poprawiać” te wyniki (np. przez odrzucenie problematycznej stacji). Dysponując jednak taką liczbą obserwacji, można sobie po prostu pozwolić, na wybranie odpowiednich dni do końcowego rozwiązania.

Tworząc kombinację wszystkich równań normalnych rozwiązań dobowych otrzymałem ostateczne współrzędne z 6-cio miesięcznych obserwacji (ASTR/STA/FINAL.CRD). Z uwagi na fakt, że dla kilku dni brak było niektórych obserwacji (11 XI-DOY 315 brak obserwacji TROM, odpowiednio dla 16 XII-350 i 24.II-055 brak NYAL, 20 XII-354 brak KIRU), oraz w oparciu o rysunki II.a i II.b oraz inne przesłanki (mniejsza liczba obserwacji dla niektórych dni, procent rozwiązanych nieoznaczoności), do obliczeń ostatecznie wzięłem tylko wybrane dni (ASTR\OUT\FINALW.OUT). Poniżej przedstawione są współrzędne będące wynikiem kombinacji tych obserwacji.

WSPÓLRZĘDNE STACJI ASTR

X =	1386564,0242		± 0,0001 [m]
Y =	385625,0828		± 0,0001 [m]
Z =	6192855,4878		± 0,0004 [m]
U =	44,0363 m		± 0,0004 [m]
N =	77^o	0'	5'',635981 ± 0,0001 [m]
E =	15^o	32'	31'',482937 ± 0,0001 [m]

WSPÓLRZĘDNE W UKŁADZIE ITRF2000 NA EPOKĘ 01.01.2006.

Co ciekawe, współrzędne te dla składowych horyzontalnych nie różnią się od tych otrzymanych na podstawie wszystkich obserwacji (nawet tych „wyraźnie złych”) - dziesiątne części milimetra różnicy, natomiast wysokość zmienia się nieznacznie o 3 mm.

Podane wyżej błędy RMS nie świadczą o dokładności wyznaczenia pozycji w układzie IGS (satelitarna realizacja ITRF). Świadczą raczej o spójności obserwacji. Liwosz (2005) za Kryńskim i Zanimonskiy'm nazywa to „błędem wewnętrznym”. Natomiast rzeczywistą dokładność uzyskiwanych wyników opisuje „błąd zewnętrzny”. Na podstawie analizy wielu wektorów o różnych długościach, dla różnych okresów obserwacyjnych, Kryński i Zanimonskiy przedstawili liniową zależność pomiędzy obydwoma rodzajami błędów. Podobne doświadczenie przeprowadzi Liwosz (2005) za którym podaję te zależności, odpowiednio dla szerokości geograficznej (B), długości geograficznej (L) i wysokości (H):

$$B: \sigma_z = 7,4\sigma_w - 0,1 \text{ mm}$$

$$L: \sigma_z = 9,4\sigma_w + 0,2 \text{ mm}$$

$$H: \sigma_z = 5,8\sigma_w + 0,0 \text{ mm}$$

(II.a)

Oczywiście nie znaczy to, że podane błędy wyznaczenia należy podstawić do wzorów (II.a). Świadczą o rzędzie dokładności „rzeczywistych” wyników.

ROZDZIAŁ III

TROPOSFERA

Od kiedy zauważono, że Globalne Systemy Wyznaczania Pozycji mogą służyć także innym celom niż ich główne zastosowanie (nawigacja, geodezja), otrzymywane podczas dążenia do wyznaczenia jak najdokładniejszej pozycji, poprawki ze względu na różnicę propagacji sygnału systemu przestały być „produktem ubocznym” i są ważnym produktem opracowań sieci satelitarnych, wykorzystywanym do celów geofizycznych, klimatologicznych, meteorologicznych, a także do wyznaczania pozycji (sprzężenie zwrotne).

Zazwyczaj przy pomiarach satelitarnych, atmosferę Ziemi, ze względu na różną propagację sygnału, dzieli się na dwie części: troposferę i jonosferę.

- **Troposfera** jest to najniższa warstwa atmosfery i rozciąga się od powierzchni Ziemi do nawet 20 km (wysokość zależy od pory roku i szerokości geograficznej). Propagacja sygnału zależy głównie od warunków meteorologicznych (temperatura, ciśnienie, zawartość pary wodnej). Dla fal radiowych troposfera nie jest ośrodkiem dyspersyjnym, co oznacza że fale elektromagnetyczne w tym przedziale rozchodzą się z tą samą prędkością. Ze względu na znacznie niższe położenie od jonosfery, błędy troposferyczne są bardziej zależne od miejsca obserwacji niż błędy jonosferyczne. Tej części atmosfery dotyczy niniejszy rozdział.

- **Jonosfera** jest to górna część atmosfery. Znajdują się na wysokości 700 – 1000 km nad powierzchnią Ziemi. Sygnał opóźniany jest przez zjonizowane cząstki. Jonosfera, w przeciwieństwie do troposfery, dla fal elektromagnetycznych jest dyspersyjna. Więcej informacji znajdują się w rozdziale IV.

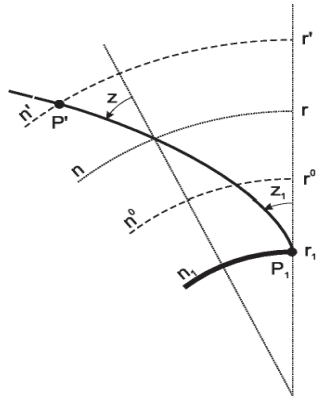
III.1 TEORIA

III.1.1 REFRAKCJA TROPOSFERYCZNA

Refrakcja troposferyczna (od razu zaznaczam, że nazwa ta dotyczy całej nie zjonizowanej atmosfery, jednak jest ona uzasadniona biorąc pod uwagę, że troposfera zawiera jej 99%) jest to opóźnienie sygnału satelitarnego powodowane przez neutralną (nie zjonizowaną) część atmosfery. W związku z dostępnością efemeryd z wysoką dokładnością (IGS), a także rozwojem technologicznym, opóźnienie sygnału w troposferze jest najpoważniejszym błędem systemów GNSS w zastosowaniach geodezyjnych (dla atmosfery standardowej na poziomie morza ZPD jest rzędu 2,3 m - 8 ns, a dla kąta zenitalnego 85° jest to aż 25 m!). Refrakcja troposferyczna ma małe znaczenie dla obserwacji różnicowych w małych sieciach.

Troposfera dla fal o częstotliwości do 15 GHz (sygnały GNSS) jest ośrodkiem nie dyspersyjnym. Stąd wartość refrakcji troposferycznej jest identyczna dla obydwu częstotliwości nośnych L1, L2 (dotyczy zarówno pomiarów kodowych jak i fazowych). Stąd też nie da się jej wyznaczyć w oparciu o pomiary na różnych kombinacjach liniowych jak to ma miejsce w przypadku jonosfery.

Opóźnienie troposferyczne przedstawia równanie (III.1.a) [Hugentobler i in., 2005].



$$\Delta^{PD} = \int (n - 1) ds = 10^{-6} \int N^{trop} ds \quad (III.1.1.a)$$

Δ^{PD} – opóźnienie troposferyczne (PD – path delay)

n – współczynnik refrakcji

N^{trop} – tzw. refrakcyjność (*ang. refractivity*)

ds – różniczka drogi promienia radiowego

Rys. III.1.1.a Droga sygnału satelitarnego [Troller, 2004]

Całkowanie dotyczy drogi pomiędzy anteną a satelitą. W równaniu III.1.1.a nie uwzględniam wyrazu $\int ds - \int ds_0$ (ds_0 dotyczy drogi geometrycznej), który określa wpływ zakrzywienia promienia radiowego (wartość ta wynosi 10 cm dla kąta zenitalnego 85° i 1 mm dla 75° [Troller, 2004]) ponieważ w dalszej części będę operował zenitalnym opóźnieniem ZPD, w którym taki problem nie występuje.

N^{trop} można podzielić na część „suchą” (dry) i „mokrą” (wet):

$$N^{trop} = N_d^{trop} + N_w^{trop} \quad (III.1.b)$$

$$\Delta^{PD} = \Delta^{PD}_d + \Delta^{PD}_w = 10^{-6} \int N_d^{trop} ds + 10^{-6} \int N_w^{trop} ds \quad (III.1.c)$$

Funkcjonuje też podział na część hydrostatyczną i mokrą. W takim wypadku opóźnienie hydrostatyczne powodowane jest ciśnieniem suchego powietrza oraz pary wodnej (część niedipolowa), a część mokra to wpływ dipolowej części pary wodnej [Kruczyk, 2002].

Około 90% opóźnienia troposferycznego (TPD) powodowane jest suchym czynnikiem. Natomiast „mokra” część wykazuje znacznie większą zmienność. Wartość ZWD waha się od 10 mm w terenach pustynnych, polarnych i wysokich górach, do 400 mm w tropikach [Kruczyk, 2002].

Refrakcyjność można określić na podstawie znajomości 3 parametrów meteorologicznych, korzystając z empirycznego wzoru Essena-Froome’a:

$$N^{trop} = 77,60 \left[\frac{K}{mb} \right] \frac{p-e}{T} + 64,8 \left[\frac{K}{mb} \right] \frac{e}{T} + 3,776 \cdot 10^5 \left[\frac{K^2}{mb} \right] \frac{e}{T^2} \quad (III.1.d)$$

gdzie: p – ciśnienie atmosferyczne [hPa],

T – temperatura [K],

e – ciśnienie pary wodnej [mb].

Współczynniki w tym równaniu w zależności od autora mogą się nieznacznie różnić. Powyżej podane są za Trollerem (2004) wartości określone przez Thayera. Pierwszy wyraz określa wpływ atmosfery hydrostatycznej, a pozostałe wilgotnej.

Aby móc porównywać wartości refrakcji troposferycznej należałoby podawać również odpowiadający jej kąt zenitalny, ponieważ opóźnienie jest funkcją przebytej przez sygnał drogi (a ta jest funkcją kąta zenitalnego). Zazwyczaj podaje się jednak tzw. Zenith Path Delay (ZPD) czyli opóźnienie w kierunku zenitu. Do przeliczania stosuje się tzw. funkcje odwzorowawcze (*ang. mapping function*) $f(z)$:

$$\Delta^{PD}(z) = f(z) \cdot \Delta^{ZPD} \quad (\text{III.1.e})$$

Mają one inny charakter dla części suchej i wilgotnej:

$$\Delta^{PD}(z) = f_d(z) \cdot \Delta_d^{ZPD} + f_w(z) \cdot \Delta_w^{ZPD} \quad (\text{III.1.f})$$

Jedną z najprostszych funkcji odwzorowawczych jest $\cos^{-1}z$, jednak jest bardzo wiele skomplikowanych funkcji [Hofmann-Wellenhof i in., 2001; Hugentobler i in., 2005; Kruczyk, 2002; Troller, 2004], zależnych nie tylko od odległości zenitalnej ale również od położenia geograficznego, pory roku itp.

III.1.2 MODELE METEOROLOGICZNE

Numeryczne obliczenie (aproksymacja wzoru III.1) opóźnienia troposferycznego wymaga określenia współczynnika refrakcji (wzór III.4) wzdłuż całej drogi sygnału satelitarne. Jest to czasochłonne, bardzo kosztowne a często nieosiągalne. Z tej przyczyny powstały modele pozwalające na obliczenie opóźnienia troposferycznego w zależności od niewielkiej liczby parametrów z meteorologicznych pomiarów naziemnych.

MODEL HOPFIELD (1969)

Na podstawie danych z całego świata, Hopfield empirycznie znalazła zależność wiążącą zmiany refrakcyjności ze zmianami wysokości [Hofmann-Wellenhof i in., 2001]:

$$N_d^{Trop} = N_{d,0}^{Trop} \cdot \left[\frac{h_d - h}{h_d} \right]^4 \quad (\text{III.1.2.a})$$

N_d^{Trop} – refrakcyjność (część sucha) na wysokości h_d

$N_{d,0}^{Trop}$ – refrakcyjność (część sucha) na wysokości odniesienia h

Korzystając z równania (III.1.a) i (III.1.2.a) jest:

$$\Delta_d^{Trop} = 10^{-6} N_{d,0}^{Trop} \cdot \int \left[\frac{h_d - h}{h_d} \right]^4 ds \quad (\text{III.1.2.b})$$

Dalej rozważam prosty przypadek refrakcji zenitalnej (tzn. $ds = dh$), w którym nie trzeba uwzględniać funkcji odwzorowawczych:

$$\Delta_d^{Trop} = 10^{-6} N_{d,0}^{Trop} \cdot \frac{1}{h_d^4} \int [h_d - h]^4 dh = 10^{-6} N_{d,0}^{Trop} \cdot \frac{1}{h_d^4} \left[-\frac{1}{5} (h_d - h)^5 \Big|_h^{h_d} \right] \quad (III.1.2.c)$$

Postępując identycznie dla części mokrej refrakcji, można ostatecznie napisać wzór na ZTD:

$$\Delta^{ZPD} = 2 \cdot 10^{-7} \left[N_{d,0}^{Trop} \cdot \frac{(h_d - h)^5}{h_d^4} + N_{w,0}^{Trop} \cdot \frac{(h_w - h)^5}{h_w^4} \right] \quad (III.1.2.d)$$

Gdzie h jest wysokością stacji (dla ASTR wysokość nad geoidą EGM96 wynosi 9,970 m [AUSPOS, 2006]), lub dla małych wysokości można napisać:

$$\Delta^{ZPD} = 2 \cdot 10^{-7} [N_{d,0}^{Trop} h_d + N_{d,0}^{Trop} h_d] \quad (III.2.1.e)$$

Dla stacji ASTR dla warunków atmosferycznych panujących dla okresu opracowania obserwacji satelitar-nych, uproszczenie takie spowodowałoby różnice w obliczonym ZTD o ok. 3mm, czyli ok. 0,1%. Podobnej wielkości różnice pojawiają się dla różnych współczynników wzoru Essena-Froome'a (III.1.d). „Refrakcyj-ność” na poziomie odniesienia określa się z wzoru Essena-Froome (III.1.d), natomiast wysokości Hopfield podaje jako $h_d[m] = 40136 + 148,72(T - 273,16)$ i $h_w [m] = 11000$ (czasem 12000).

MODEL SAASTAMOINENA (1972)

Model wyprowadzony na podstawie praw gazowych - równania stanu gazu doskonałego (równanie Clapeyrona) i jego modyfikacja dla gazu rzeczywistego (równanie van der Waalsa). Model ten pozwala na oszacowanie całkowitego opóźnienia troposferycznego, a także niezależnie część suchą i wilgotną na podstawie takich samych danych meteorologicznych jak w modelu Hopfield. Numeryczną postać modelu Saastamoinena (funkcja odwzorowawcza $\cos^{-1}z$) [Troller, 2004] przedstawia równanie:

$$\Delta_{Saast}^{PD} [m] = \frac{0,002277}{\cos z} \cdot \left[p [hPa] + \left(\frac{1255}{T [K]} + 0,05 \right) \cdot e [hPa] - B [hPa] \cdot \tan^2 z \right] + \delta_R [m] \quad (III.1.2.f)$$

gdzie: z – odległość zenitalna,

p – ciśnienie,

T – temperatura,

e – prężność pary wodnej,

B – wyraz poprawkowy, zależny głównie od wysokości stacji,

δ_R - wyraz poprawkowy zależny głównie od odległości zenitalnej i od wysokości.

Wartości poprawek B i δ_R można znaleźć w literaturze [Hofmann-Wellenhof i in., 2001, Troller, 2004].

Zajmując się zenitalnym opóźnieniem troposferycznym nie trzeba ich uwzględniać (dla $z=0^\circ$, $B=0$ i $\delta_R=0$). Powyższe równanie, można rozdzielić na część suchą i moką:

$$\Delta_{Saast}^{PD\ dry} = \frac{0,002277}{\cos z} \cdot (p - 0,155471 \cdot e - B \cdot \tan^2 z) + \delta_R \quad (III.1.2.g)$$

$$\Delta_{Saast}^{PD\ wet} = \frac{0,002277}{\cos z} \cdot \left(\frac{1225}{T} + 0,205471 \right) \cdot e \quad (III.1.2.h)$$

Szczegółowe wyprowadzenie wzoru (III.1.2.f) można znaleźć w [Troller, 2004]. Ograniczając się jednak do ZTD nie trzeba uwzględniać zakrzywienia drogi promienia radiowego i w łatwy sposób można przedstawić wzór Saastamoinena dla tego szczególnego przypadku ($z=0^\circ$)

$$\Delta_{Saast}^{ZPD} = 0,002277 \cdot \left[p + \left(\frac{1255}{T} + 0,05 \right) \cdot e \right] \quad (III.1.2.i)$$

III.1.2.1 WPŁYW DOKŁADNOŚCI DANYCH METEOROLOGICZNYCH NA MODELE ZPD

Wymieniłem tylko dwa z wielu modeli troposfery. Są to najbardziej popularne, a przy tym dość proste modele. Znacznie więcej można znaleźć w [Kruczyk, 2002]. Dość dobrze modelują one część suchą opóźnienia troposferycznego, natomiast gorsza jest zgodność dla części mokrej. Oprócz błędów samych modeli na ich dokładność ma wpływ dokładność danych meteorologicznych. Różniczkując wzór (III.1.2.i) jest:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \Delta_{Saast}^{ZPD}}{\partial p} \left[\frac{m}{hPa} \right] &= 0,0023, \\ \frac{\partial \Delta_{Saast}^{ZPD}}{\partial T} \left[\frac{m}{K} \right] &= -0,0023 \cdot \frac{1255 \cdot e [hPa]}{T^2 [K^2]}, \\ \frac{\partial \Delta_{Saast}^{ZPD}}{\partial e} \left[\frac{m}{hPa} \right] &= 0,0023 \cdot \left(\frac{1255}{T [K]} + 0,05 \right). \end{aligned} \quad (III.1.2.1.a)$$

Częściej stacje meteorologiczne notują wilgotność względną (H_r) niż prężność pary wodnej. Istnieje wiele zależności łączących oba parametry. Korzystając z wyrażenia:

$$e [hPa] = \frac{H_r [\%]}{100} \exp(-37,25 + 0,213166T [K] - 0,000256988T^2 [K^2]), \quad (III.1.2.1.b)$$

otrzymuje się:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \Delta_{Saast}^{ZPD}}{\partial p} &= 0,0023, \\ \frac{\partial \Delta_{Saast}^{ZPD}}{\partial T} &= -0,0023 \cdot \left[-\frac{1255 \cdot e}{T^2} + \left(\frac{1255}{T} + 0,05 \right) \cdot (0,213 - 2 \cdot 0,000257T) \right] \cdot e, \\ \frac{\partial \Delta_{Saast}^{ZPD}}{\partial H_r} &= 0,0023 \cdot \left(\frac{1255}{T} + 0,05 \right) \cdot \frac{e}{H_r} \end{aligned} \quad (III.1.2.1.c)$$

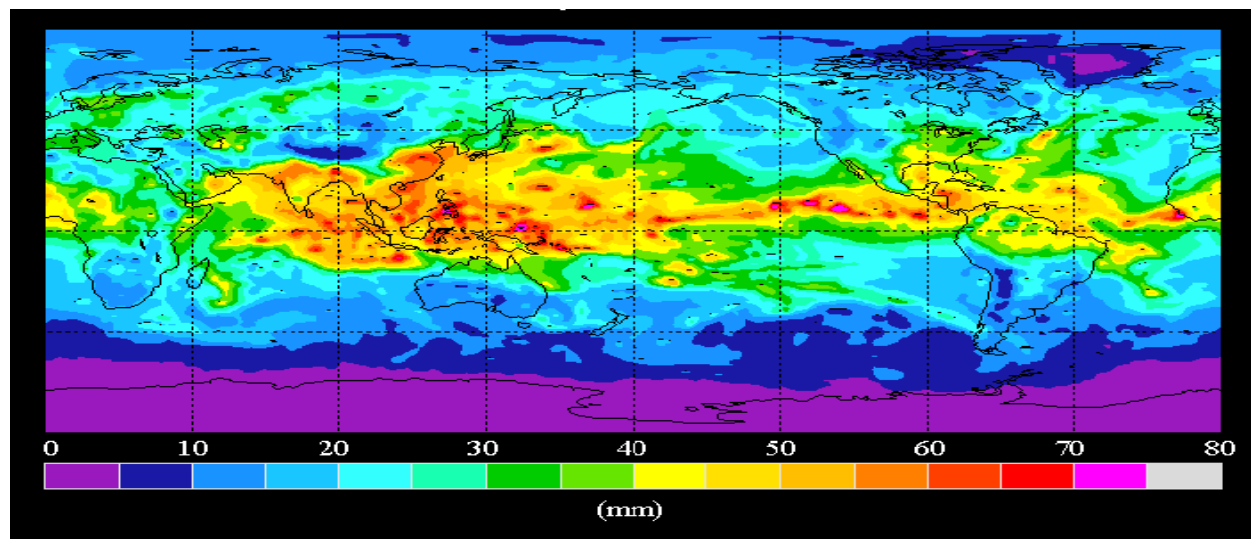
Tab. III.1.2.1.a Błędy modelu Saastamoinena w zależności od dokładności wejściowych danych meteorologicznych w wybranych warunkach atmosferycznych.

T [°C]	H, [%]	$\partial\Delta/\partial p$ [mm/hPa]	$\partial\Delta/\partial T$ [mm/K]	$\partial\Delta/\partial H_r$ [mm/%]
	50	2	-0,3	0,1
-30	100	2	-0,5	0,1
-15	50	2	-0,8	0,2
-15	100	2	-1,6	0,2
0	50	2	-2,2	0,6
0	100	2	-4,4	0,6
15	50	2	-5,3	1,7
15	100	2	-10,5	1,7
30	50	2	-11,0	4,1
30	100	2	-22,0	4,1

Widać, że jakość danych meteorologicznych mniej obarcza modele refrakcji atmosferycznych w warunkach polarnych (suche i zimne).

III.1.3 PARA WODNA

Dynamiczne zmiany zawartości pary wodnej są główną przyczyną zmian pogody i główną przeszkodą w jej dokładnym prognozowaniu. Para wodna jest również ważnym czynnikiem w bilansie energetycznym Ziemi (jest obok dwutlenku węgla głównym gazem cieplarnianym) pomimo że stanowi zaledwie 0,001% całkowitej ilości wody na Ziemi i tylko 0,03% atmosfery. Zawartość wody w atmosferze jest różna, zależy od wielu czynników jednak patrząc na rysunek III.1.3.a widać wyraźną zależność od szerokości geograficznej.



Rys. III.1.3.a Zawartość pary wodnej w atmosferze, (w przeliczeniu na grubość warstwy wody w mm) 10.VI.1989
http://www.atmosphere.mpg.de/enid/1__Budowa_i_sk_ad/-_sk_ad_3p4.html – wg NASA]

Para wodna ma bardzo istotny wpływ na refrakcję troposferyczną. Ponieważ cząsteczki wody są dipolami, a współczynnik refrakcji (n we wzorze III.1.a) jest równy pierwiastkowi współczynnika przenikalności dielektrycznej to para wodna powoduje refrakcję 17-krotnie większą niż odpowiadająca mu ilość powietrza suchego [Kruczyk, 2002].

Do mierzenia zawartości pary wodnej w atmosferze wzdłuż profilu pionowego służą radiosondy, radiometry, spektrometry, lidary. Nową metodą jest wykorzystywanie zjawiska okultacji (polega na rejestracji, przez niskie satelity, Low Earth Orbit, sygnałów GPS, które przechodzą przez atmosferę), wadą jest jednak mała dokładność dla wysokości do 5 km). Natomiast znacznie tańszym i bardziej powszechnym narzędziem do wyznaczania tego parametru (i to niejako „przy okazji” głównego zastosowania - pozycjonowania) są odbiorniki GNSS.

III.1.3.1 WYZNACZANIE ZAWARTOŚCI WODY W ATMOSFERZE Z POMIARÓW GPS

Jak już wcześniej zostało to przedstawione ZTD można rozdzielić na dwie części, suchą i moką. Część suchą można z dobrym przybliżeniem modelować – odchylenie standardowe modeli dla części suchej wynosi ok. 2% (4cm, zmniejsza się do 15% w przypadku gwałtownych zmian pogodowych), podczas gdy dla części mokrej jest to 10-20% [Kruczyk, 2002]. Zatem mając wyznaczone całkowite opóźnienie troposferyczne z obserwacji GPS oraz naziemne dane meteorologiczne można łatwo obliczyć część moką.

$$ZWD = ZTD(\text{GPS}) - ZTD_{\text{DRY}}(\text{meteo}) \quad (\text{III.1.3.1.a})$$

Obliczone ZWD można przeliczyć na całkowitą zawartość pary wodnej IWV nad anteną wyrażaną lub podając odpowiadającą mu grubość warstwy wody PW. Związane są one poprzez gęstość wody ($\rho_{\text{H}_2\text{O}}$).

$$\text{IVW} [\text{kg}/\text{m}^2] = \rho_{\text{H}_2\text{O}} [\text{kg}/\text{m}^3] \cdot \text{PW} [\text{m}] \quad (\text{III.1.3.1.b})$$

Ponieważ gęstość wody w przybliżeniu równa jest $1000 \text{ kg}/\text{m}^3$, to IVW wyrażone w $[\text{kg}/\text{m}^2]$ jest liczbowo równe PW wyrażonemu w $[\text{mm}]$. ZWD i IWV są powiązane wzorem:

$$\text{IVW} \left[\frac{\text{kg}}{\text{m}^2} \right] = \int \rho_v(h) \cdot dh \approx \frac{\text{ZWD} [\text{m}]}{\kappa [\text{m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}]} \quad (\text{III.1.3.1.c})$$

gdzie ρ_v jest gęstością pary wodnej. Współczynnik proporcji (κ) można przedstawić przybliżonym wzorem:

$$\kappa \left[\frac{\text{m}^3}{\text{kg}} \right] = 10^{-6} \cdot \left(0,17 + \frac{3776}{T_m [\text{K}]} \right) \cdot R_v \left[\frac{\text{J}}{\text{K} \cdot \text{kg}} \right] \quad (\text{III.1.3.1.d})$$

Podobnie jak we wzorze (III.1.d) współczynniki liczbowe mogą się nieznacznie różnić w zależności od autora. Uważać trzeba na niejednoznaczne oznaczenia, gdyż [Kruczyk, 2002] podaje κ jako stosunek IVW/ZWD a [Troller, 2004] jako ZWD/IVW , tak jak w tej pracy. R_v jest to stała gazowa dla pary wodnej $461,524 [\text{J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}]$, a T_m temperatura średnia, która wyraża się jako:

$$T_m = \frac{\int \frac{e}{T} dh}{\int \frac{e}{T^2} dh} \quad (\text{III.1.3.1.e})$$

Całkowanie odbywa się wzdłuż całej atmosfery. Temperatura średnia jest zmienna (zależna od pory roku, pory dnia). Zazwyczaj wyznacza się ją na podstawie radiosondowań. Na podstawie wielu takich obserwacji, można wyznaczyć model temperatury średniej jako liniową funkcję temperatury powierzchniowej. Takie zależności dla radiosond w Polsce podał Kruczyk (2002). Przy czym uzyskał dużą zgodność dla Legionowa i Wrocławia, podczas gdy współczynniki dla Łeby znacznie się różniły od dwóch pozostałych stacji. Zatem dla miejsc, gdzie radiosondowań nie było, nie należy bezkrytycznie stosować zależności temperatury średniej od temperatury powierzchniowej z innych, nawet niezbyt odległych miejsc. Natomiast dość dobrze można zamodelować sam współczynnik κ , mniej wrażliwy na zmiany temperatury średniej (patrz wzór III.1.3.1.d). Za Trollerem (2004) przytaczam wzór Emardsona i Derksa, pozwalający na obliczenie współczynnika z błędem względnym szacowanym na 1,43%.

$$\kappa = 0,005882 + 0,00001113 \cdot \varphi [^{\circ}] + 0,000064 \cdot \sin\left(2\pi \frac{DOY}{365}\right) + 0,000127 \cdot \cos\left(2\pi \frac{DOY}{365}\right) \quad (\text{III.1.3.1.f})$$

gdzie DOY oznacza dzień roku kalendarzowego a szerokość geograficzną podaje się w stopniach. Wzór ten wyprowadzony został na podstawie 120000 radiosondowań w Europie. Wydaje się, że dokładność tego wzoru dla terenów podbiegunowych może być gorsza. Wskazuje na to stała roczna amplituda tego wzoru, a także jego pochodna względem pory roku. Dla szerokości geograficznej Hornsundu, wyraźniejsze są skokowe zmiany „środowiska”, związane ze zjawiskiem dnia i nocy polarnej, niż płynne zmiany sezonowe, jak na średnich szerokościach. W dalszej części pracy, będzie to wielokrotnie podkreślane.

Czasem używa się po prostu stałej wartości 0,0065 [m³/kg]. W literaturze, podawany jest także bezwymiarowy współczynnik $Q = \rho_w \cdot \kappa$, wtedy zależność III.1.3.1.b ma postać:

$$\text{ZWD} = Q \cdot \text{PW} \quad (\text{III.1.3.1.g})$$

III.2 WYZNACZENIA TROPOSFERYCZNE

Podczas opracowania obserwacji (patrz rozdział II) wyznaczyłem zenitalne opóźnienie troposferyczne dla wszystkich stacji biorących udział w wyznaczeniu pozycji (rozdział II). Poniżej przedstawiam wyniki różnych analiz.

III.2.1 ZENITH TOTAL DELAY (GPS)

Znając współrzędne stacji, współrzędne satelity oraz czas propagacji sygnału, można obliczyć całkowite jego opóźnienie. Eliminując wpływ innych czynników (jonosfera, parametry zegarów i inne) można obliczyć, jaki wpływ na to opóźnienie ma neutralna troposfera. Korzystając z funkcji odwzorowawczych (III.1.1) można to opóźnienie przeliczyć na kierunek zenitalny. Jest to uproszczony opis metody wyznaczenia ZTD.

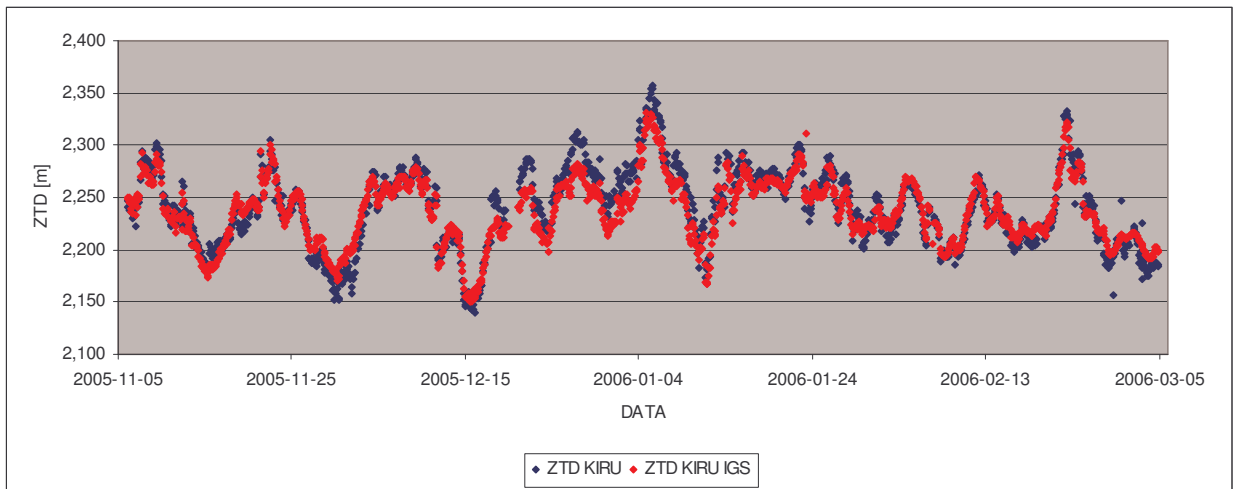
Całkowite opóźnienie troposferyczne obliczyłem w oparciu o oprogramowanie Bernese v. 5.0 [Dach i in., Hugentobler i in. 2005]. Jako model a priori przyjąłem model Saastamoinena dla części suchej z funkcją

odwzorowawczą Niella dla części suchej, a do obliczenia pozostałej części ZPD użyłem funkcję odwzorowawczą Niella dla części wilgotnej. Wartości wyznaczałem w odstępach godzinnych.

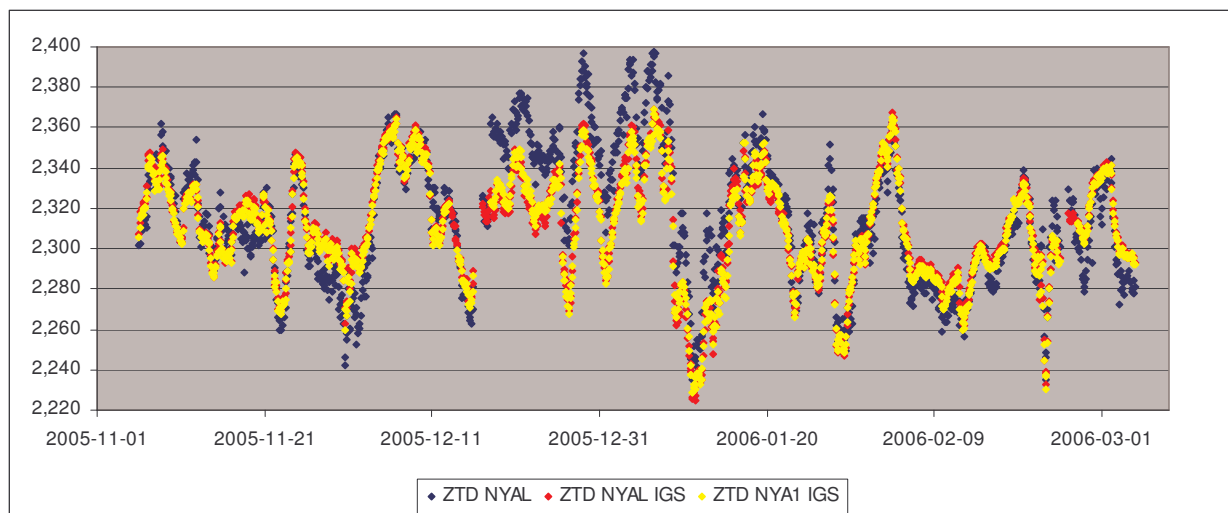
Chcąc skontrolować jakość własnych wyznaczeń porównałem własne wyniki z rozwiązaniem IGS będącym kombinacją wyników centrów analiz (AC), które daną stację opracowują (wartości w SINEX'ach troposferycznych podawane są co 2h). Wyniki przedstawiają rysunki III.2.1a, III.2.1b oraz III.2.1c (dodatkowo dołączyłem rozwiązanie IGS dla NYA1). Na wykresach nie przedstawiam sporadycznie występujących błędów grubych, np. wartość ZPD równa 3 m dla dnia 28.II.2006 (ASTR\ATM\FIN06059). Dzieje się tak, podczas problemów z odbiorem sygnału, gdzie wartość została obliczona na podstawie niewielkiej, znikomiej liczby obserwacji. Kilka takich omyłek zdarzyło się dla stacji ASTR na początku marca, było to spowodowane wspomnianymi problemami z kablem antenowym. ZTD pozostałych stacji, gdzie nie było przerw w odbiorze, również jest niepoprawny dla tych samych momentów. Wartości te nie są brane do dalszych analiz. Omyłki te łatwo odnaleźć gdyż mają znacznie większe odchylenie standardowe rozwiązania (ASTR\ATM\FINyyddd.TRP, kilka centymetrów). Podane jednak przez program błędy (zazwyczaj ok. 2 mm) podobnie jak przy wyznaczeniach współrzędnych, są miarą spójności wyznaczenia, a nie rzeczywistego błędu. Ten lepiej ocenić właśnie przez przedstawione poniżej porównania z globalnymi wyznaczeniami.

Z wykresów trudno odczytać dokładne wartości, ale widać, że te różnice są nie większe niż kilka centymetrów. Podaję zatem tabelę przedstawiającą wybrane analizy statystyczne powyższych porównań.

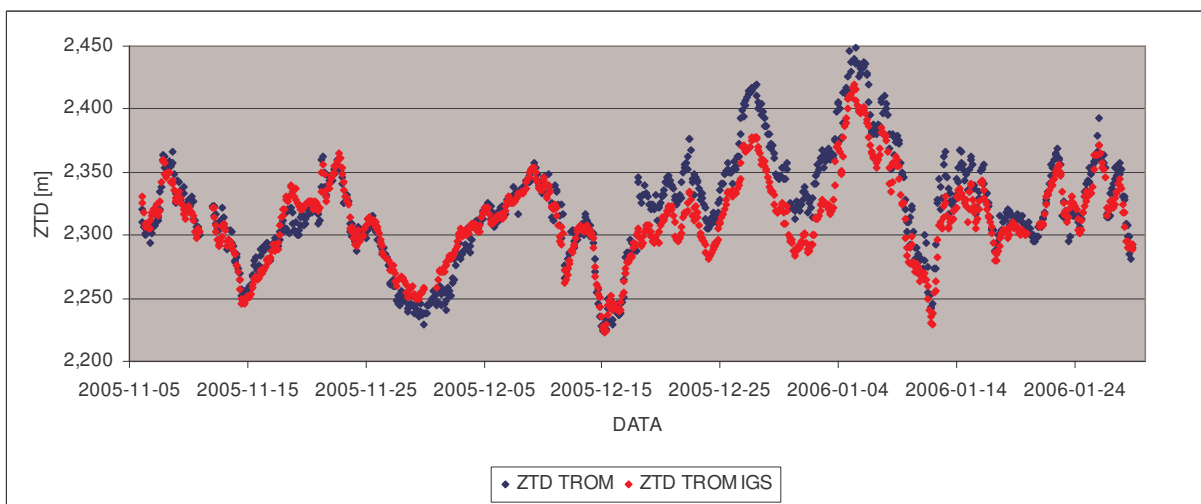
Podaję również porównania pomiędzy rozwiązaniami IGS dla stacji NYAL i NYA1, które pokazują, doskonałą spójność wyników ($\sigma=3$ mm), jednak mimo tego również zdarzają się centymetrowe różnice. Wartości średnich różnic wskazują, że moje rozwiązania są trochę przeszacowane (trudno to jednoznacznie stwierdzić, kiedy średnie różnice są znacznie mniejsze od odchylenia standardowego). Błąd standardowy jest zawyżony. W plikach obserwacyjnych KIRU często zdarzają się godzinne przerwy w obserwacjach i ZTD wyznaczone dla tych „niepełnych obserwacji” również weszły do analizy. Odfiltrowane zostały tylko błędy „wyraźnie” grube.



Rys. III.2.1.a Porównanie wyników ZPD z wyznaczeniami IGS dla stacji KIRU



Rys. III.2.1.b Porównanie wyników ZPD z wyznaczeniami IGS dla stacji NYAL i NYA1



Rys. III.2.1.c Porównanie wyników ZPD z wyznaczeniami IGS dla stacji TROM.

Tab. III.2.1.a Analiza statystyczna różnic pomiędzy moimi obliczeniami ZTD a kombinowanym rozwiązaniem AC dla stacji IGS

Stacja	v_{\max} [mm]	v_{\min} [mm]	n	v_{sr} [mm]	σ [mm]	σ' [mm]
KIRU: $ZTD_{\text{MOJE}} - ZTD_{\text{IGS}}$	36	-41	1372	3	13	12
NYAL: $ZTD_{\text{MOJE}} - ZTD_{\text{IGS}}$	48	-42	1383	5	17	16
TROM: $ZTD_{\text{MOJE}} - ZTD_{\text{IGS}}$	49	-39	972	10	19	16
NYA1 _{IGS} -NYAL _{IGS}	8	-11	1356	-1	3	3

gdzie:

n oznacza ilość wspólnych danych (dla tej samej rzędnej), na podstawie których przeprowadzono te analizy, v oznacza różnice pomiędzy moimi rozwiązaniami (ZTD_m) a rozwiązaniem IGS (ZTD_{IGS}), v'

$$v = ZTD_m - ZTD_{\text{IGS}} \quad \text{oraz} \quad v' = v - v_{\text{sr}}, \quad (\text{III.2.1.a})$$

średnia różnica („offset”, V_{sr}) oznacza:

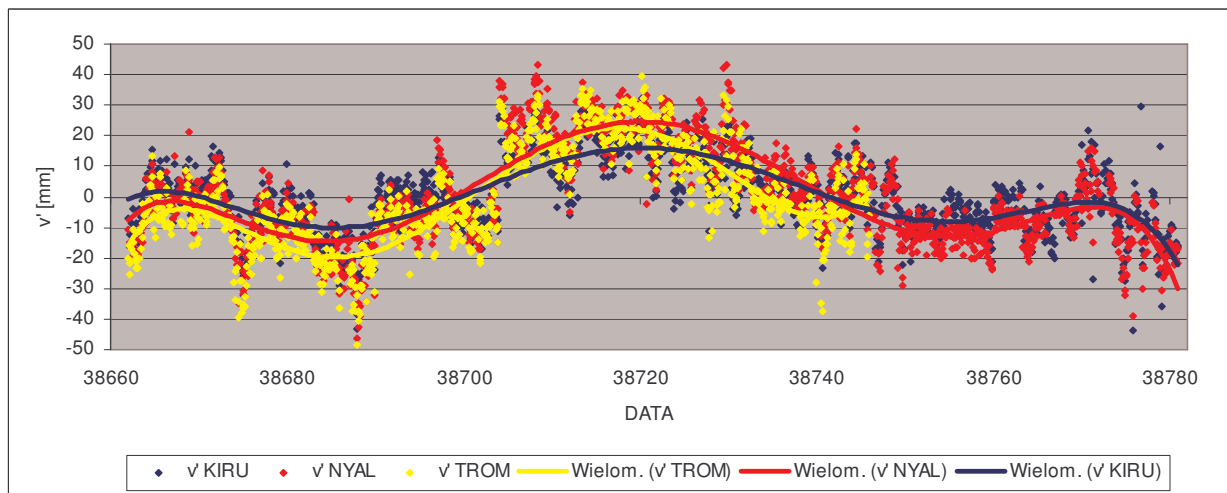
$$v_{sr} = \frac{\sum_{i=1}^n v_i}{n}, \quad (III.2.1.b)$$

a σ oznacza błąd średni ZPD_{moje} (przy traktowaniu ZPD_{IGS} jako referencyjne) liczony jako:

$$\sigma = \pm \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n v_i^2}{n-1}} \quad \text{lub} \quad \sigma' = \pm \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (v_i - v_{sr})^2}{n-1}}, \quad (III.2.1.c)$$

po uwzględnieniu średniej różnicy.

Ciekawy jest również rozkład tych „błędów” (rys.III.2.1.d). Wyraźnie widać, że te różnice dla wszystkich stacji mają taki sam znak i zbliżoną wartość w tym samym momencie, świadczy to o ich systematycznym charakterze. Błędy te „przenoszą się” na całą sieć więc należy przypuszczać podobny charakter rozkładu błędów dla stacji ASTR. Zatem wyznaczenia ZTD dla tej stacji można by poprawić korzystając z „błędów” dla pozostałych stacji. Ponadto dobrą metodą jest podstawienie do obliczeń, wyznaczonych ZTD przez globalne AC, jako bezbłędne. Zaletą jest jednak to, że podawane później różnice ZTD (pomiędzy różnymi stacjami dla tego samego momentu, przedstawione w dalszej części pracy) nie są obciążone tym błędem.

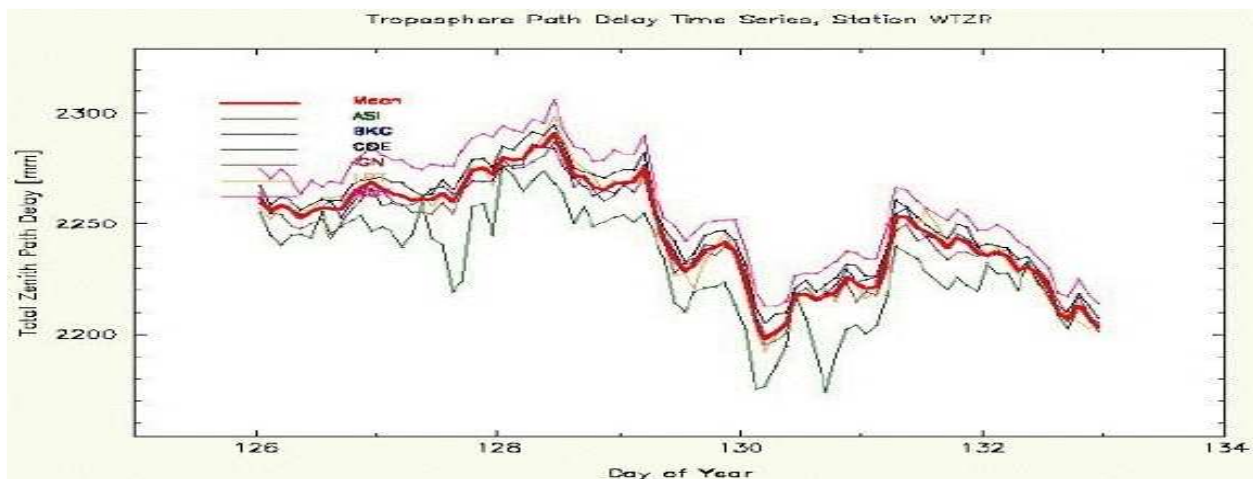


Rys.III.2.1.d Scentrowane różnice pomiędzy moimi wyznaczeniami ZTD a wyznaczeniami IGS. Liniami ciągłymi zaznaczone są linie trendu (wielomiany 6-tego stopnia). Brak wyznaczeń IGS dla TROM w lutym. Duże wahania na początku marca są wynikiem „szarpanych” obserwacji ASTR (problemy z kablem antenowym).

Przedstawiony rozkład scentrowanych odchyłek ma charakter okresowy. Za krótki jest okres żeby stwierdzić, czy jest to tylko przypadek czy prawidłowość. Jeżeli przyszłe wyznaczenia potwierdziłyby ten charakter, można by upatrywać przyczyn tego rozkładu w „rozmywaniu” specyficznych regionalnych warunków troposferycznych (moje rozwiązanie) przez globalne rozwiązania (AC, IGS) lub wręcz przeciwnie, możliwe, że uwidaczniają się błędy modeli użyte w opracowaniu obserwacji (pływy, efekt obciążeniowy oce-

anów, ciśnienie) dla danego regionu, na które rozwiązania globalne są znacznie mniej czułe. Pewną korelację, ale z wieloma „wyjątkami”, da się dostrzec przy nałożeniu rys.III.2.1.a,b,c na III.2.1.d. Mianowicie większym wartościom ZTD odpowiadają większe błędy. Podczas analizy tych „błędów” pokazała się jeszcze ciekawa prawidłowość, że jeżeli wziąć pod uwagę okres pełnej zmienności (tzn. od ok. 10 XII do 26 I) to histogram rozkładu standaryzowanych odchyłek jest dość podobny do rozkładu normalnego. Oczywiście wybranie „odpowiedniego” okresu jest pewnym nadużyciem, jednak gdyby potwierdziła się okresowa natura to oznaczałoby to „przypadkowy charakter błędów systematycznych”. Godny odnotowania jest też fakt, że przedstawienie wielomianowe dla stacji KIRU cechuje najmniejszy „błąd”, co jednak łatwo można wytłumaczyć największą wysokością tej stacji.

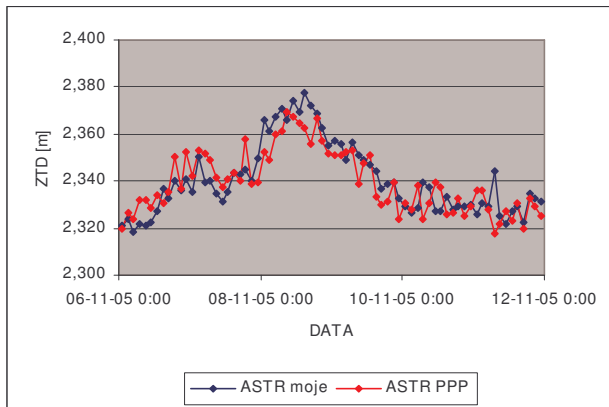
Próbując wytłumaczyć te błędy policzyłem również ZTD, jako 3 niezależne rozwiązania dla 3 wektorów. Rozwiązania ZTD dla wektorów ASTR-KIRU i ASTR-TROM są zbliżone do rozwiązania sieciowego. Natomiast wartości dla ASTR-NYAL są zupełnie błędne (do kilkudziesięciu centymetrów) – pokazuje to jak na krótkich odcinkach ZTD jest źle wyznaczane. Jednak charakter tych błędów nie jest podobny do tego przedstawionego na rysunku III.2.1.d, czyli nie to jest przyczyną. Ponadto te omyłki są dla obu bliskich stacji takie same, czyli rozwiązania względne są dobre. Rozwiązanie sieciowe „utrzymuje” skalę tych wyznaczeń. Jest także lepsze dla stacji KIRU i TROM. Redukuje też wartości sporadycznych omyłek na pojedynczych wektorach (z drugiej strony obciąża pozostałe wektory). Np. obserwowany na rysunku III.2.1.d 19XI, kilkucentymetrowy błąd dla wszystkich stacji, ma swój „trzydziestocentymetrowy odpowiednik” na wyznaczeniach ASTR i TROM (w rozwiązaniu ASTR-TROM). Dodawanie do sieci kolejnych stacji powoli „rozmywałoby” różnice pomiędzy moimi wyznaczeniami a wyznaczeniami IGS.



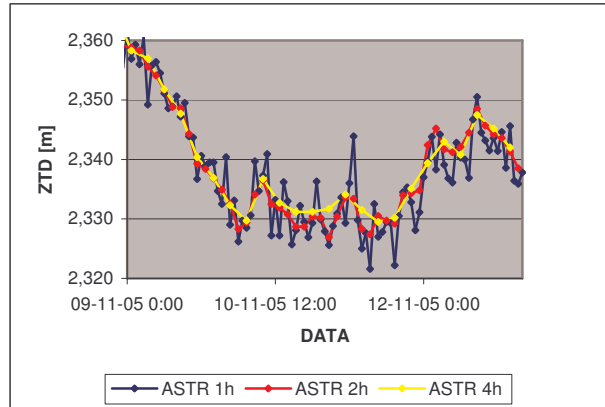
Rys.III.2.1.e ZPD dla stacji WTZR w zależności od LAC (http://www.epncb.oma.be/_organisation/projects/trop_sp/index.html)

Przedstawione różnice świadczą, że wyznaczane z milimetrową dokładnością opóźnienie troposferyczne (w pomiarach różnicowych) **nie jest** funkcją **bezwzględnego stanu** atmosfery. Na potwierdzenie tej tezy przytaczam różnice pomiędzy wyznaczeniami ZPD przez poszczególne lokalne centra analiz (LAC) EPN dla stacji Wettzell (WTZR). LAC EPN opracowują gęstą, kontynentalną sieć europejską z tym, że każde w nieco innej konfiguracji (inna geometria, inne stacje), różnym oprogramowaniem i subtelnymi różnicami w strategii/podejściu do obliczeń. Tu także zdarzają się centymetrowe różnice!

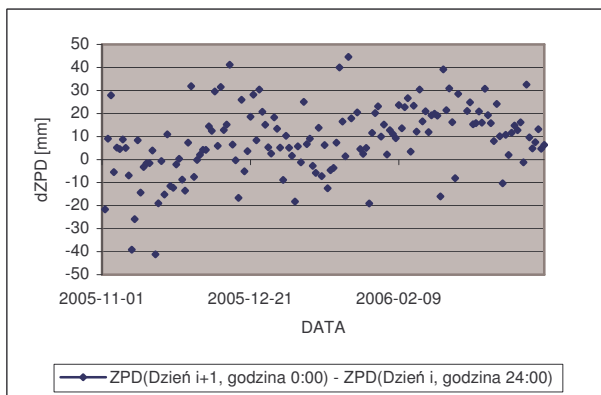
Wolne od problemu wpływu układu odniesienia na wyznaczanie wartości ZPD są pomiary bezwzględne, na przykład przy użyciu technologii PPP. Tutaj jednak ograniczeniem są modele takich efektów jak pływy, efekt obciążeniowy oceanów, wpływ ciśnienia i in. Ponadto obarczone są wpływem błędów zegarów, które są usuwane dla podwójnych różnic w przypadku, kiedy są dwie stacje. Technologia PPP wciąż jest doskonała, więc możliwe, że kiedyś będzie można uwolnić się od niejednoznaczności przedstawionych na rys. III.2.1.d. Dla przykładu przedstawiam porównanie pomiędzy wynikami moich obliczeń ZPD, a wynikami z automatycznego serwisu obliczeniowego pracującego w technologii PPP [NRC CSRS, 2006].



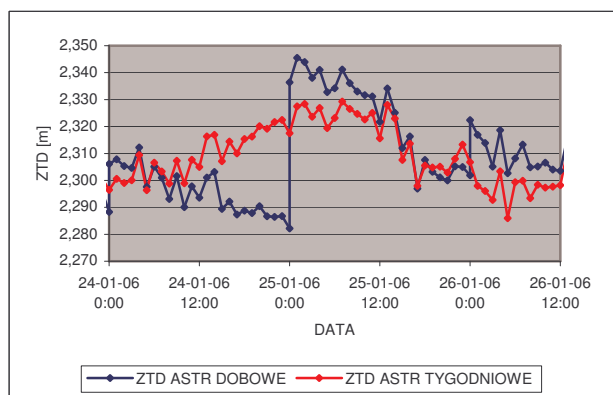
Rys. III.2.1.f ZTD obliczone przeze mnie (niebieski) - różnicowo, oraz przez [NRC CSRS] (żółty)- PPP



Rys. III.2.1.g Różnice ZTD w zależności od odstępów pomiędzy wyznaczeniami



Rys. III.2.1.h Różnice ZPD dla wspólnego momentu w wyznaczeniach dobowych



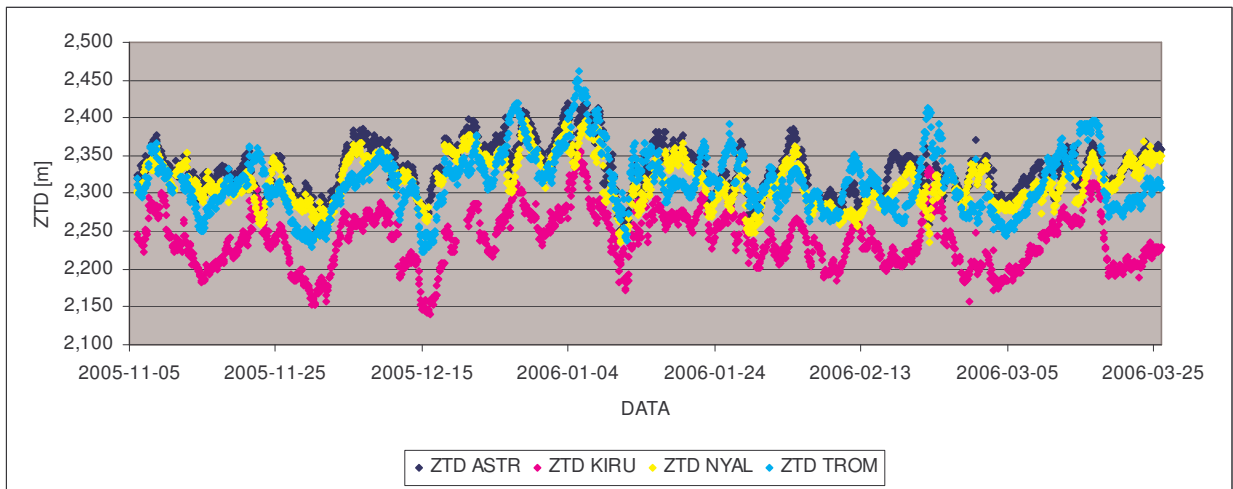
Rys. III.2.1.i ZPD z rozwiązań dobowych i tygodniowa kombinacja tych rozwiązań

Oprócz wpływu rodzaju i wielkości sieci opisanych powyżej, na wartość ZTD silnie wpływa (centymetrowe różnice) wiele innych czynników. Między innymi, jak gęsto obliczany jest ten parametr. Dłuższe wyznaczenia „uśredniają” wyniki natomiast dla krótkich odstępów czasowych, trzeba uwzględnić korelację ZTD. Ten przypadek również potwierdzam przykładem. Na rys. III.2.1. przedstawione są wartości ZTD dla wyznaczeń 1h, 2h i 4h dla wybranego okresu.

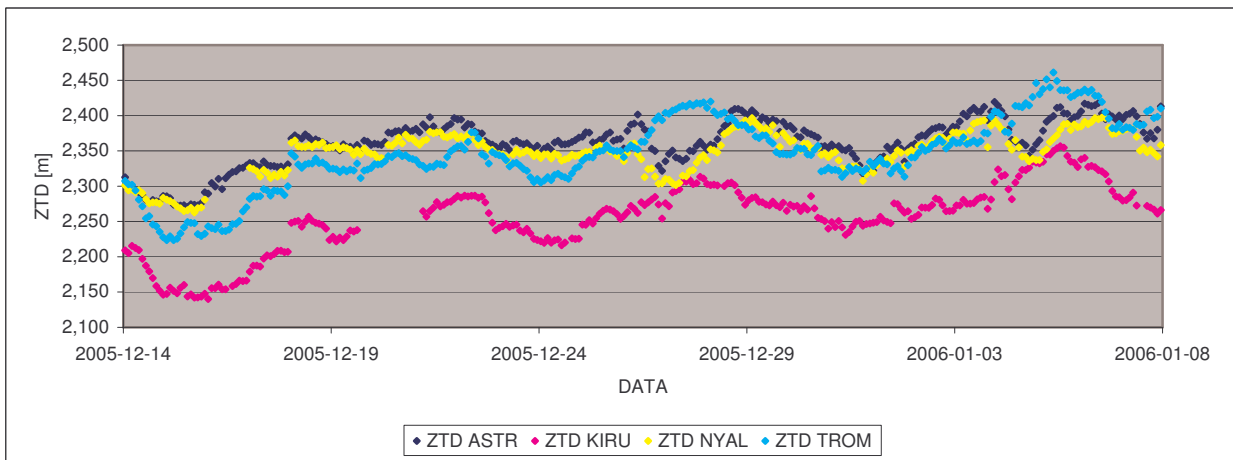
Inną bardzo ważną sprawą jest to, że słabo wyznaczane są ZTD dla skraju obserwacji. Dla dobowych rozwiązań są pewne osobliwości, mianowicie dla końca jednego dnia wartość jest inna niż dla początku następnego dnia nawet do 5 cm. Nie ma też korelacji pomiędzy tymi „skokami” a dobowymi współrzędnymi.

nymi. Zazwyczaj wartość początku następnego dnia jest większa (rys.III.2.1.h). Należy unikać wyznaczeń dla skrajnych momentów obserwacji. W tej pracy posługuję się tygodniowymi kombinowanymi rozwiązaniami ZTD (kombinacja rozwiązań dobowych), w których ten problem również występuje. Te wartości po prostu nie były brane do analiz.

Mimo przedstawionej krytyki co do jakości wyznaczonych wartości ZPD, oraz niejednoznaczności w zależności od rozwiązania, śmiało można zajmować się tendencjami zmian opóźnienia troposferycznego (rozpatrując ZPD różnicowo) obliczonych wspólnie. Rysunek nr III.2.1.j przedstawia ZPD w zależności od czasu dla wszystkich stacji.

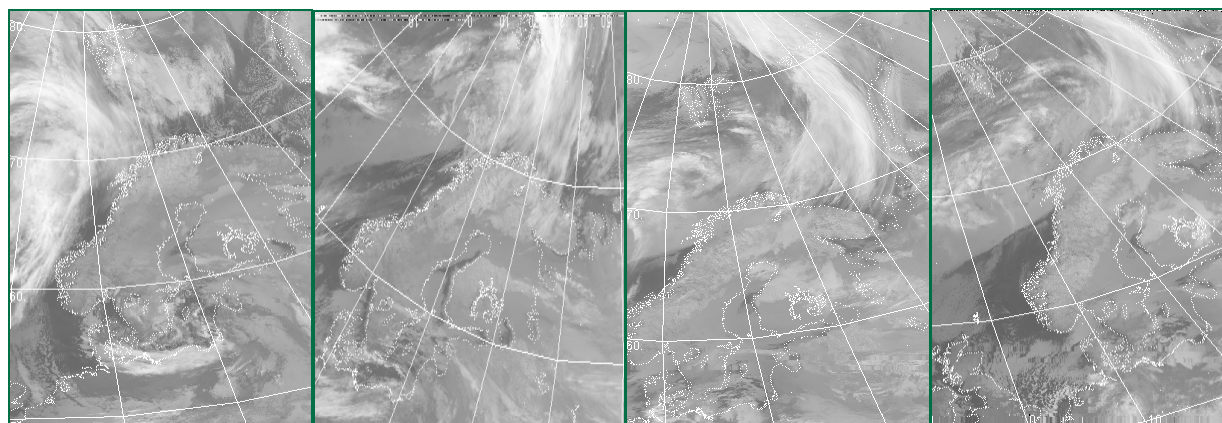


Rys.III.2.1.j ZPD Dla stacji ASTR, KIRU, NYAL, TROM

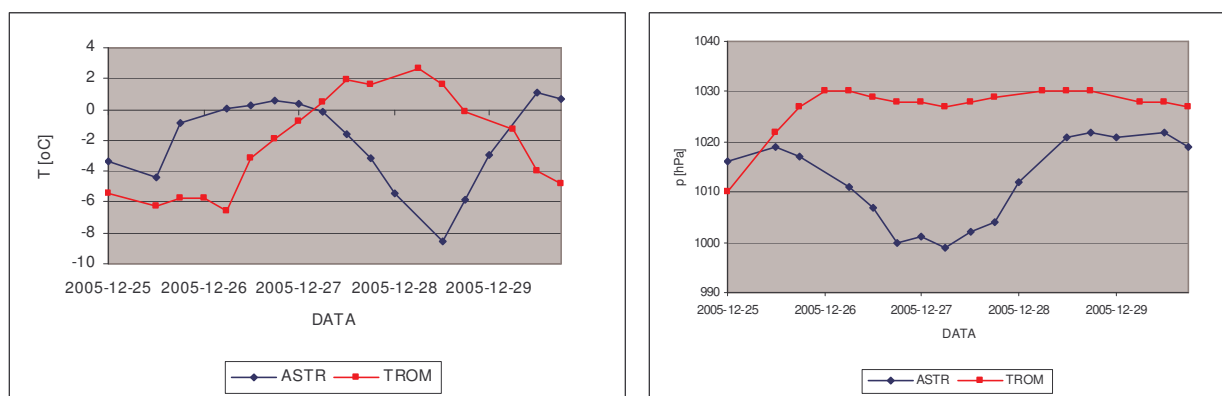


Rys.III.2.1.k ZPD Dla stacji ASTR, KIRU, NYAL, TROM dla wybranego okresu

Wyraźnie widać, że mimo dużych odległości pomiędzy stacjami jest duża zgodność tendencji zmian ZPD. Różnice wartości (systematyczne przesunięcie), to efekt różnicy wysokości poszczególnych stacji (ASTR 44m, KIRU 391m, NYAL 79m, TROM 132m – wysokości elipsoidalne). Jakkolwiek stacje odniesienia położone są niekorzystnie dla wyznaczeń pozycyjnych to jednak ich rozmieszczenie pozwala na pokazanie ciekawych rezultatów dla refrakcji troposferycznej. Przedstawia to rysunek III.2.1.k dla wybranego okresu opracowania.



Rys. III.2.1.l Zdjęcia satelitarne z okołobiegunowych satelitów NOAA – kompozycja zakresu widzialnego i podczerwieni, http://smisdata.iki.rssi.ru/data/noaa/html/cat_tlm.shtml?lang=english



Rys. III.2.1.m Temperatura i ciśnienie ASTR i TROM. Dane wg [Russia's Weather]

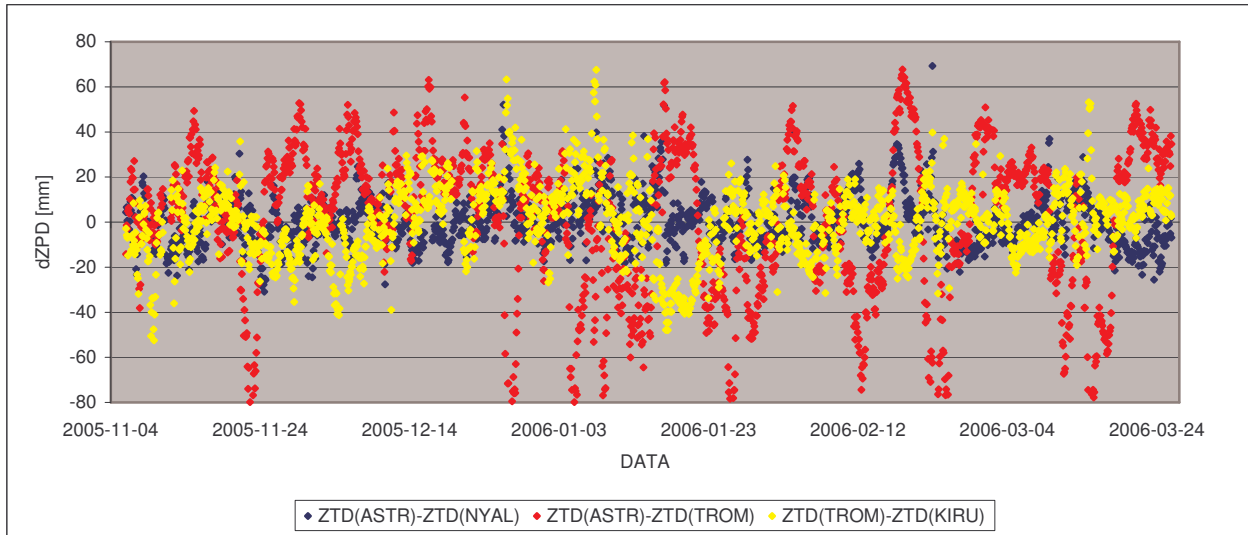
Rys III.2.1.k okresowo pokazuje dużą zgodność tendencji dla wszystkich stacji, natomiast często zdarza się wyraźna zmiana pogody na stacjach „spitsbergenskich” (lokalne minimum ZTD) względem położonych na półwyspie skandynawskim (lokalne maksimum ZTD). Wyjaśnieniem jest sekwencja zdjęć satelitarnych oraz dane meteorologiczne.

Widać przejście frontu przez Spitsbergen, kończącego się na północnych wybrzeżach Norwegii. Towarzyszy temu duży spadek ciśnienia i temperatury (z pewnym opóźnieniem) oraz wzrost prędkości wiatru (więcej danych meteorologicznych charakteryzujących ten konkretny przypadek zawiera załącznik E). Ponadto kilkukrotne pojawienie się takiego zjawiska może świadczyć o jakiejś regularnej cyrkulacji atmosfery w tym rejonie. Jest to granica pomiędzy strefą wiatrów zachodnich szerokości umiarkowanych oraz strefą wiatrów wschodnich szerokości podbiegunowych. Kierunek tych frontów odpowiada kierunkowi Golsztromu. Większe zmiany w obrębie wyspy (ASTR-NYAL), też mają swoje odzwierciedlenie w zdjęciach satelitarnych.

Względne zmiany ZTD (jako funkcję względnych zmian pogodowych - w szczególności p, e, T) przedstawia rysunek III.2.1.l, zawierający scentrowane różnice ZTD pomiędzy wybranymi stacjami. Co oczywiste, regionalne zmiany ($ZTD_{ASTR} - ZTD_{TROM}$, 825 km) są znacznie większe niż zmiany lokalne ($ZTD_{ASTR} - ZTD_{NYAL}$ 232km, $ZTD_{TROM} - ZTD_{KIRU}$ 217 km) Objawia się to korelacją ujemną różnic $ZTD_{ASTR} - ZTD_{TROM}$ i $ZTD_{TROM} -$

ZTD_{KIRU}. Mimo podobnych odległości między odpowiednimi stacjami „lokalnymi”, nieco większe różnice pomiędzy stacjami skandynawskimi (większa wartość σ') mogą być powodowane również znacznie większą różnicą wysokości.

Jak widać kilku centymetrowe zmiany różnic ZTD dla stacji na Spitsbergenie są na tyle duże, że można monitorować nawet lokalne zmiany pogodowe przy pomocy odbiorników satelitarnych (zwłaszcza przy wspólnym opracowaniu obserwacji, kiedy wyniki są bardziej spójne). Jest to zdecydowana korzyść istnienia stacji ASTR.

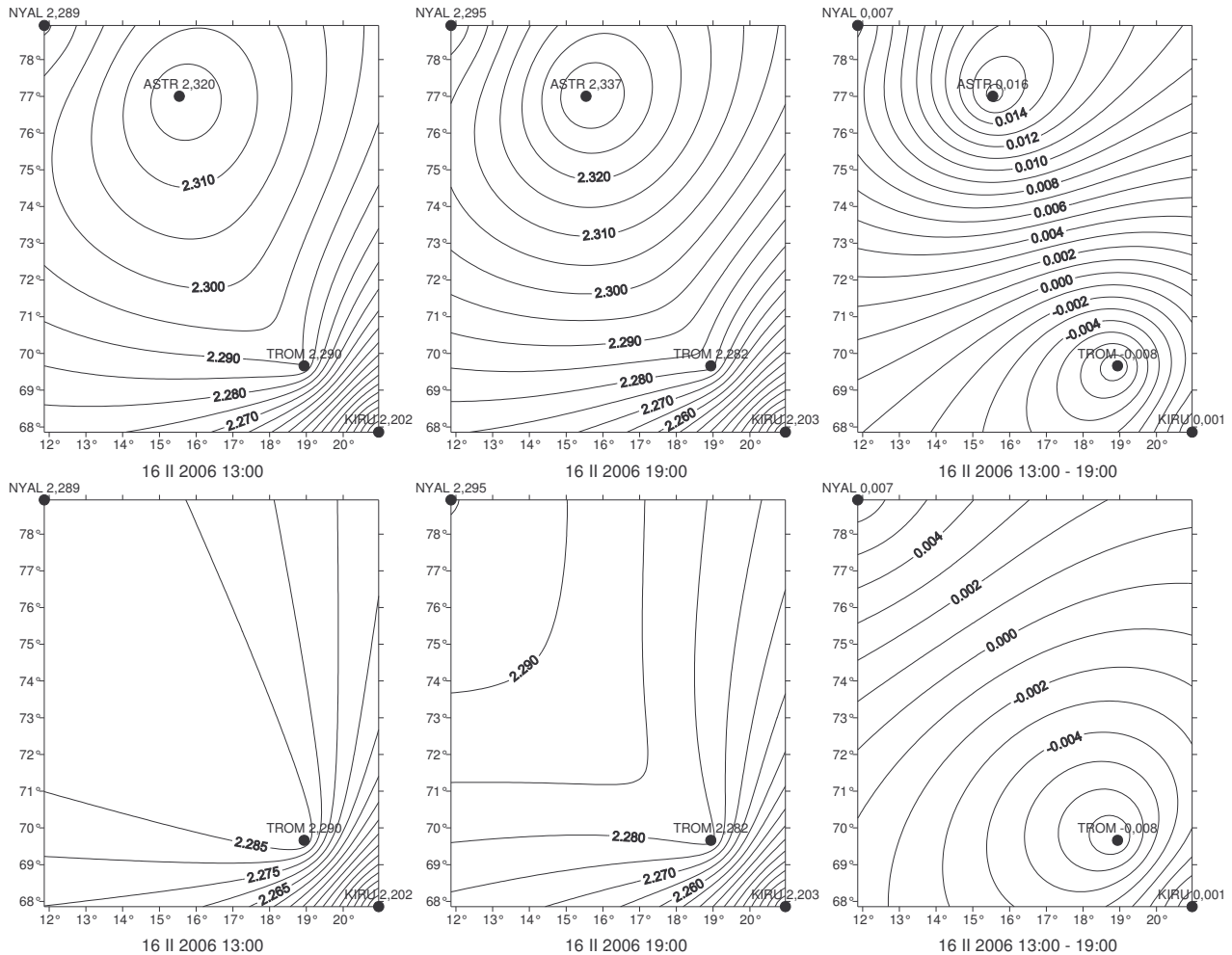


Rys.III.2.1.n Różnice ZTD dla wybranych stacji

Tab.III.2.1.b Analiza statystyczna różnic ZTD pomiędzy wybranymi stacjami. Oznaczenia takie same jak dla tabeli III.2.1.a

RÓŻNICA	v_{\max} [mm]	v_{\min} [mm]	n	$v_{\text{śr}}$ [mm]	σ [mm]	σ' [mm]
ZTD _{ASTR} -ZTD _{NYAL}	84	-16	1646	15	19	11
ZTD _{ASTR} -ZTD _{TROM}	83	-144	1659	15	37	34
ZTD _{TROM} -ZTD _{KIRU}	144	24	1611	76	78	16

Inną zaletą stacji w Hornsundzie jest zwiększenie rozdzielczości wyznaczeń troposferycznych nad tym rejonem. Poniżej przedstawione są mapy wartości ZPD oraz rozmieszczenie stacji. Widać wyraźnie wpływ stacji w Hornsundzie. Zmiany ZPD (prawa kolumna) są na poziomie pojedynczych milimetrów podczas gdy absolutna dokładność, jak to wcześniej przedstawiłem, jest centymetrowa. W tym przypadku jednak można mówić, że są to realne zmiany ZPD (pomiar różnicowy, jednolita strategia, identyczne dane, odchylenie standardowe na poziomie ± 1 mm). Należy jednak, mieć cały czas na uwadze, że mapy nie uwzględniają zniekształceń odwzorowawczych, szczególnie dużych dla długości geograficznej ze względu na dużą szerokość (przedstawienie na płaszczyźnie, szerokość geograficzna jest odcięta, a długość rzędna) – należy je traktować raczej jako zwiększenie rozdzielczości gradientu ZTD – współliniowość wybranych do prezentacji stacji. Ponadto wartości ZTD odnoszą się do innych wysokości (co obarcza nawet mapę zmian ZPD! – prawa kolumna). Mapy powstały na podstawie 4-ech punktowych wartości ZTD. [Troller, 2004] przedstawia badanie czasowych i przestrzennych zmian na podstawie kolokacji podwójnych różnic obserwacji



Rys.III.2.1.o Mapy ZPD (lewa i środkowa kolumna, cięcie warstwicowe 5mm) oraz zmian ZPD (prawa kolumna, cięcie warstwicowe 1mm) na podstawie wartości na stacjach ASTR, KIRU, NYAL i TROM (górny wiersz) oraz KIRU, NYAL, TROM (dolny wiersz). Wartości ZTD podane są w metrach.

III.2.2 ZENITH TOTAL DELAY (METEO)

W pobliżu stacji GPS w Hornsundzie pracuje automatyczna stacja meteorologiczna VAISALA QLC-50 (dane z tej stacji uzyskałem dzięki uprzejmości ZBPI M IGF PAN). Temperatura powietrza (czujnik HMP35D) mierzona jest przez z dokładnością 0,1°C, wilgotność względna (HMP35D/Humitter50Y) z dokładnością do 1/2%, a ciśnienie (PTB200) 0,1hPa. Dla warunków panujących w Hornsundzie, w badanym okresie, błąd średni (według prawa propagacji błędów Gaussa oraz w oparciu o wzory III.1.2.1.c) powodowany dokładnością pomiarową mieścił się w zakresie 0,3÷0,7 mm (średnio 0,5mm) co dla zastosowań geodezyjnych (modelowania refrakcji troposferycznej) jest w zupełności wystarczające, żeby wpływ dokładności pomiarów meteorologicznych pomijać przy rozważaniu budżetu błędów.

Ponieważ we wzorach w modelach meteorologicznych opóźnienia troposferycznego występuje ciśnienie pary wodnej (e), a w stacji notowana jest wilgotność względna (H_r), do przeliczenia korzystam z wzoru:

$$e = \frac{H_r [\%]}{100} \cdot E(T), \quad (\text{III.2.2.a})$$

gdzie E jest zależną od temperatury prężnością pary nasyconej. Obliczyć ją można z wzoru podanego przez Goffa [Troller, 2004]:

$$E(T) = 101325 \cdot 10^u \quad (III.2.2.b)$$

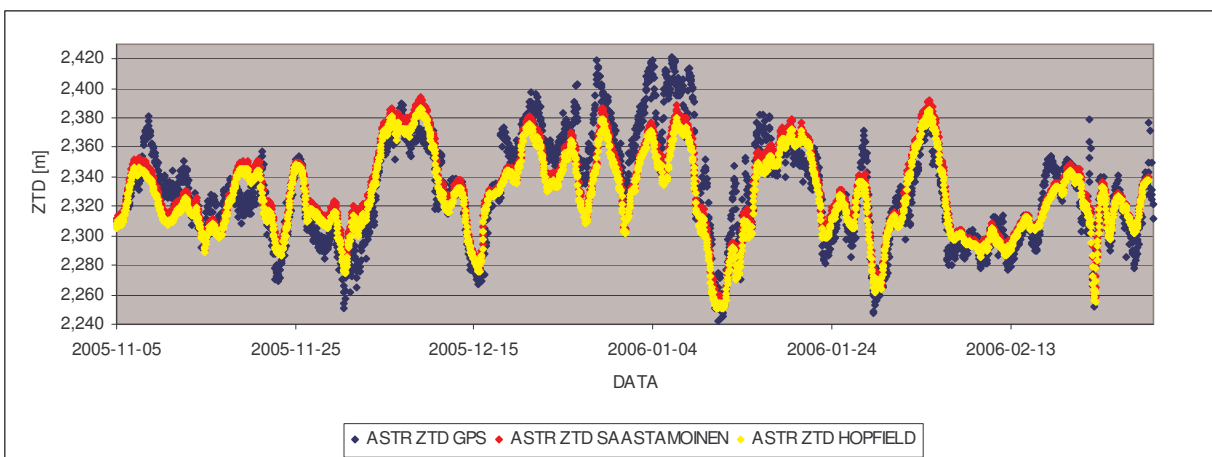
$$u = 10,79586 \left(1 - \frac{27315}{T}\right) - 5,02808 \log_{10} \left(\frac{T}{27315}\right) + 1,50474 \cdot 10^{-4} \cdot \left(1 - 10^{-8,29692 \left(\frac{T}{27315} - 1\right)}\right) + 4,2873 \cdot 10^{-4} \cdot \left(10^{4,76955 \left(1 - \frac{27315}{T}\right)} - 1\right) - 2,2195983$$

Istnieje wiele formuł na taką zamianę, także znacznie prostszych:

$$E(T)[hPa] = 6,1078 \cdot 10^{\frac{7,5 \cdot (T - T_0)}{T - T_0 + 237,3}}, \quad (III.2.2.c)$$

lub wzór (III.1.2.1.b) podany wcześniej.

Numeryczne testy wskazały, że dla obliczeń opóźnienia troposferycznego uproszczone wzory są w zupełności wystarczające. Maksymalne różnice modelowych wartości ZTD sięgają 0,7 mm dla części mokrej, dla warunków atmosferycznych w Hornsundzie dla badanego okresu. Ponadto stacja notuje wartości chwilowe ciśnienia, temperatury i wilgotności względnej oraz uśrednione wartości godzinne tych samych parametrów. Do obliczeń i porównań wzięłem te wartości uśrednione, co daje lepsze porównanie ZTD modelowego i ZTD wyznaczonego z obserwacji GPS, jako że te ostatnie również są uśrednieniem uzyskanym z zadanego okresu obserwacyjnego. Poza tym warunki atmosferyczne nie są tak szybko zmienne. Dla pewności porównałem wartości ZTD obliczone z uśrednionych wartości godzinnych i dla skrajnie niekorzystnych (maksymalne i minimalne wartości p, T, e dla danej godziny). Różnice są kilkumilimetrowe (sporadycznie centymetrowe). Jednak rzeczywisty wpływ tego wyboru jest znikomy.



Rys.III.2.2.a ZPD z pomiarów GPS oraz modeli meteorologicznych Saastamoinena i Hopfield

W podpunkcie III.2.1 przedstawione są możliwości obliczenia całkowitej refrakcji troposferycznej na podstawie naziemnych danych meteorologicznych. Porównanie ZPD obliczonego z obserwacji GPS z mode-

lami Saastamoinena i Hopfield przedstawia rysunek III.2.2.a. Poniżej przedstawiam też „statystykę”. Dotyczy ona różnic pomiędzy modelami a wyznaczeniem z obserwacji GPS, a także różnice pomiędzy modelami, w tym oddzielnie dla składowej suchej i mokrej.

Tab. III.2.2.a Analiza statystyczna różnic pomiędzy ZTD wyznaczonym z obserwacji GPS (w tym poprawione – opis w tekście), a modelami meteorologicznymi oraz pomiędzy modelami meteorologicznymi

RÓŻNICA	v_{\max} [mm]	v_{\min} [mm]	n	v_{sr} [mm]	σ [mm]	σ' [mm]
ZTD _{GPS} - ZTD _{SAAST}	66	-50	1369	0,3	17	17
ZTD _{GPS} - ZTD _{HOPF}	73	-44	1369	5	18	18
ZTD _{GPSpop} - ZTD _{SAAST}	36	-31	1233	-5	12	11
ZTD _{GPSpop} - ZTD _{HOPF}	43	-27	1233	-0,1	11	11
ZTD _{HOPF} - ZTD _{SAAST}	-1	-9	2803	-5	5	2
ZPD _{HOPF dry} - ZPD _{SAAST dry}	-2	-13	2803	-8	8	3
ZPD _{HOPF wet} - ZPD _{SAAST wet}	4	1	2803	3	3	1

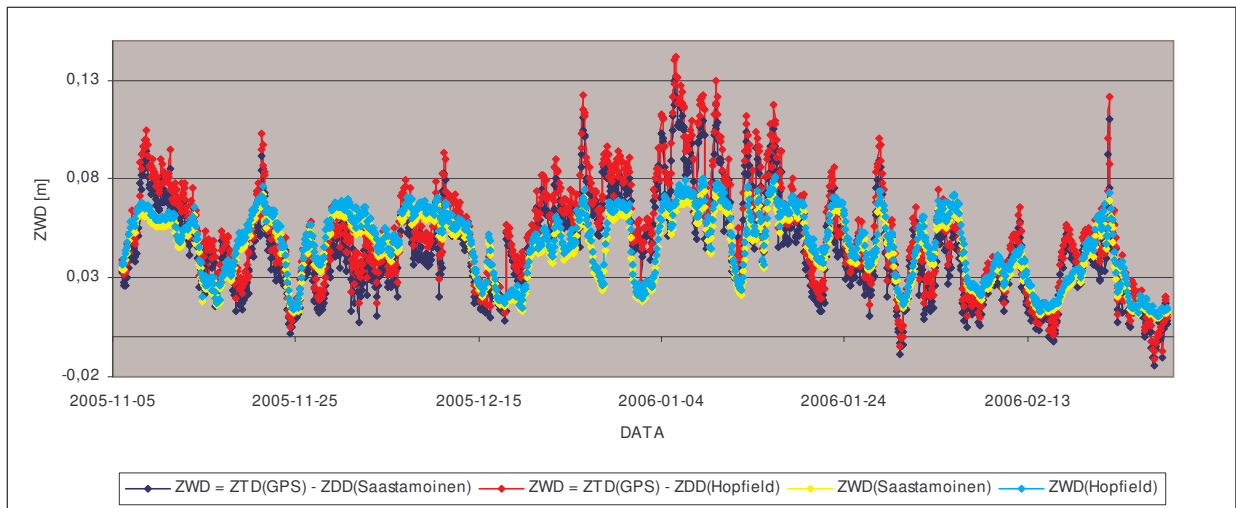
Odchylenie standardowe obydwu modeli od ZTD(GPS) jest podobne, natomiast średnia różnica dla modelu Saastamoinena wynosi zaledwie 0,3 mm. Dla modelu Hopfield jest to 4,9 mm. W punkcie III.1.2 przedstawiony jest model Hopfield jako funkcja wysokości atmosfery (oddzielnie „atmosfery suchej” i „mokrej”). Hopfield wyprowadziła te wysokości empirycznie na podstawie wielu radiosondowań (głównie z szerokości umiarkowanych). Rzecz oczywista, takie uniwersalne wartości mogą nie odpowiadać lokalnym (np. dla Niemiec na podstawie 4,5 letnich obserwacji radiosondami jest to odpowiednio 41,6 km oraz 11,5 km [Hofmann-Wellenhop i in., 2001]). Wydaje się więc, że dla wysokich szerokości te wartości powinny być mniejsze (spłaszczenie atmosfery analogiczne choć znacznie mniejsze niż spłaszczenie pow. Ziemi). „Manipulowanie” jednak tymi wysokościami jest jednak niewłaściwie biorąc pod uwagę, krótki okres obserwacji oraz to, że błąd standardowy modelu Hopfield jest znacznie mniejszy niż błąd standardowy wyznaczenia ZPD z obserwacji GPS (1,5 cm - tab. III.2.1.a, oraz kilka milimetrów – wynik programu).

Ponieważ wyraźnie widać okresy kiedy wyznaczenia z obserwacji satelitarnych są większe i okresy gdy są mniejsze od modeli meteorologicznych, w tabeli znajdują się również porównanie dla wartości ZTD wyznaczonego z GPS poprawionego o różnice pomiędzy wyznaczeniami ZTD IGS i moimi, dla stacji NYAL (rys. III.2.1.b i III.2.1.d) - ZTD(GPS)pop. Takie postępowanie, jak to już napisałem wcześniej jest dopuszczalne ze względu na jednakowy charakter takich różnic dla wszystkich porównywalnych stacji. Rozpatrując te „poprawione” wartości „niedopasowanie” modeli jest podobne (kilka milimetrów, tym razem większe dla modelu Hopfield), natomiast mniejszy jest błąd standardowy. Zmiany nie są jednak na tyle duże, żeby skłaniać się ku którejś z tez (wyjaśniającej te różnice) przedstawionych w rozdziale III.2.1. Wartości z tabeli dla porównań ZTD(GPSpop) z modelami są podobne do wyznaczeń innych autorów – porównaj [Brockmann i in., 2001].

III.2.3 ZENITH WET DELAY

Wykorzystując fakt, że modele meteorologiczne dobrze opisują suchą część ZPD (rozdział III.1.3.1), oraz znając całkowite opóźnienie troposferyczne (GPS) obliczyłem mokrą składową tego opóźnienia. Widać jednak, że to który model dla części suchej weźmiemy jako odjemnik opisanego równania, ma średni wpływ ok. 8 mm z takim samym odchyleniem standardowym (tab. III.2.2.a) – (obniżając wysokość atmos-

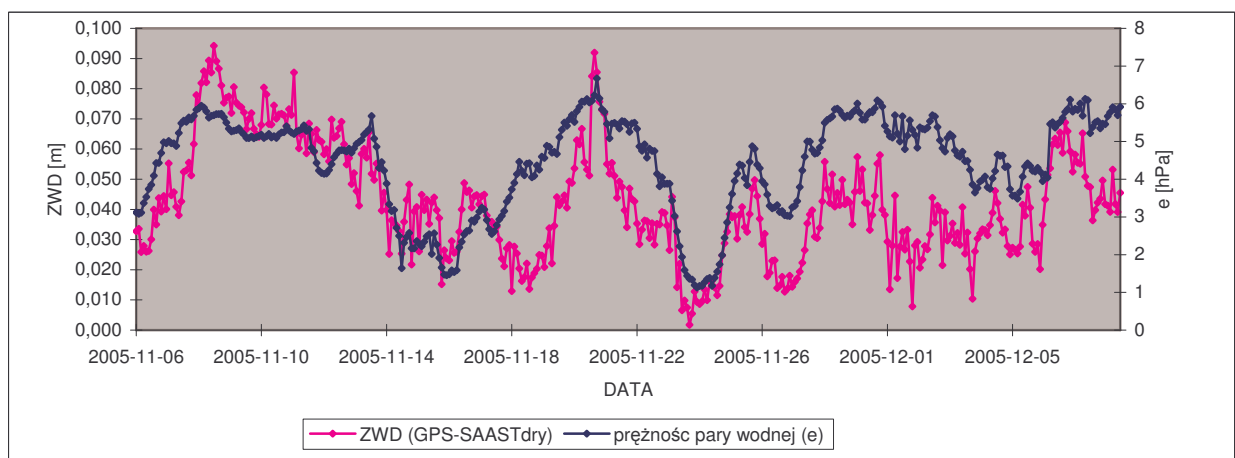
fery suchej modelu Hopfield o 33m – co odpowiada zmianie temperatury powierzchniowej 0,2K, odpowiednio jest to 0 i 3 mm).



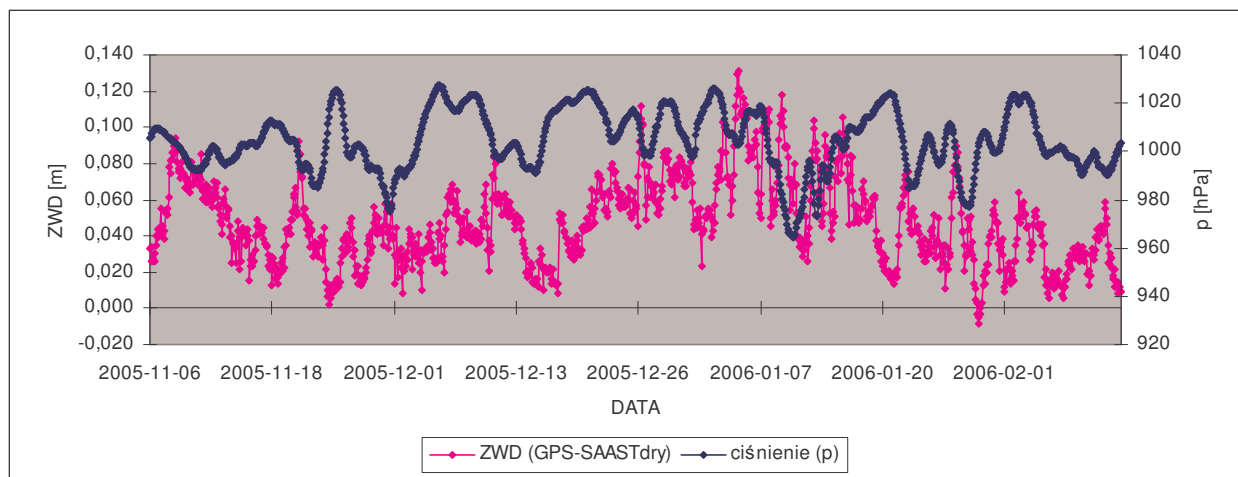
Rys. III.2.3.a ZWD obliczone jako różnica całkowitego opóźnienia troposferycznego i modelowej części suchej, oraz z modeli dla części mokrej. Ujemne wartości są oczywiście niemożliwe i są wpływem różnych błędów opisanych w tekście.

Doskonale widać, że zmiany ZWD modelowe są „gładsze”, czyli przyziemne zmiany warunków atmosferycznych (szczególnie wilgotności) „nie nadążają” za zmianami warunków atmosferycznych całej atmosfery. Ta bezwładność oczywiście jest słuszna przy założeniu, że wzory modelowe dla części suchej są odpowiednie. To zostało udowodnione na podstawie pomiarów radiosondami.

Numeryczne pojęcie „chwilowej nieodpowiedniości” mokrej części modeli atmosferycznych dają wartości odchylenia standardowego ($\sigma=17\text{mm}$) oraz maksymalnych różnic (50,-66 mm) porównania ZWD obliczonego na podstawie modelu Saastamoinena oraz ZWD obliczonego z pomiarów satelitarnych i części suchej tego samego modelu. Natomiast wartość średniej różnicy ($v_{sr}=-0,3\text{mm}$) wskazuje, że modele meteorologiczne części suchej są odpowiednie dla uśrednionych wartości z dłuższego okresu.



Rys. III.2.3.b ZWD i prężność pary wodnej



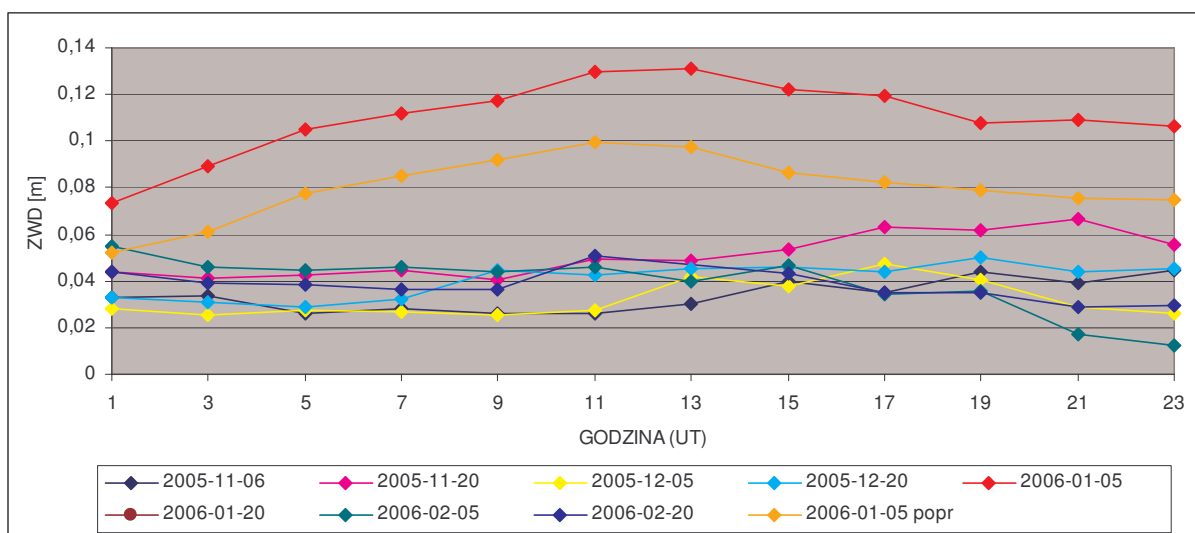
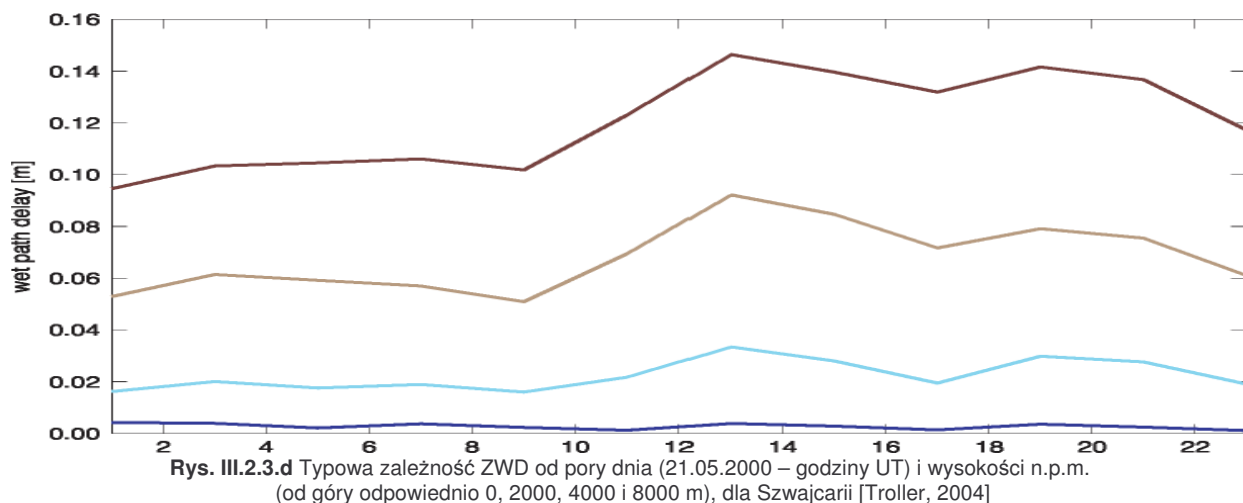
Rys. III.2.3.c ZWD i prężność pary wodnej

Wartości ZWD są silnie skorelowane z prężnością pary wodnej (co jest oczywiste, rys. III.2.3.b) oraz słabiej skorelowane ujemnie z ciśnieniem (też spodziewany efekt, zazwyczaj niżom towarzyszy napływ wilgotnych mas powietrza, rys. III.2.3.c). Pewne odstępstwa od tych prawidłowości oczywiście są, jako że pogoda nie jest prostym procesem, poza tym porównanie to dotyczy warunków punktowych (dane meteorologiczne) i przestrzennych (ZWD, scałkowane warunki wzdłuż drogi sygnału GPS).

Wartości mokrej części refrakcji troposferycznej mają nieco inny przebieg dla warunków polarnych niż dla klimatu umiarkowanego. Jak można by się spodziewać (na podstawie rys. III.1.3.a) są znacznie niższe (mimo położenia stacji ASTR nad samym oceanem). Ponadto brak jest charakterystycznego przebiegu dobowego. Rysunki III.2.3.d i III.2.3.e przedstawiają ZWD w zależności od pory dnia (oba w czasie uniwersalnym UT, czas średni słoneczny dla Szwajcarii i Hornsundu różnią się o ok. 0,5h). Dla Spitsbergenu (różnica górowania i dołowania Słońca wynosi tylko 26°, kilka miesięcy nocy i dnia polarnego – rys. III.2.3.f) nie widać charakterystycznego minimum (ok. 10h czasu słonecznego) oraz maksimum (ok. 14h) jakie obserwuje się na rysunku. III.2.3.d, chociaż wartości ZWD są nieco większe dla drugiej części dnia.

Przedstawione dobowe zmiany ZWD dla stacji ASTR są dla wybranych dość podobne (okres nocy polarnej oraz część okresu przejściowego). Jedynie dla 5 stycznia wartość ta jest prawie 3-krotnie większa. Dla tego dnia podaję też wartości ZWD obliczone na podstawie poprawionych wartości ZTD (patrz III.2.2). Dalej nazywam to wartością poprawioną, mimo że w tym przypadku nie można się sugerować tym, że ta wartość jest bliższa „oczekiwanej” (zbliżona do innych). Możliwe, że rzeczywiście taka anomalia pogodowa wystąpiła.

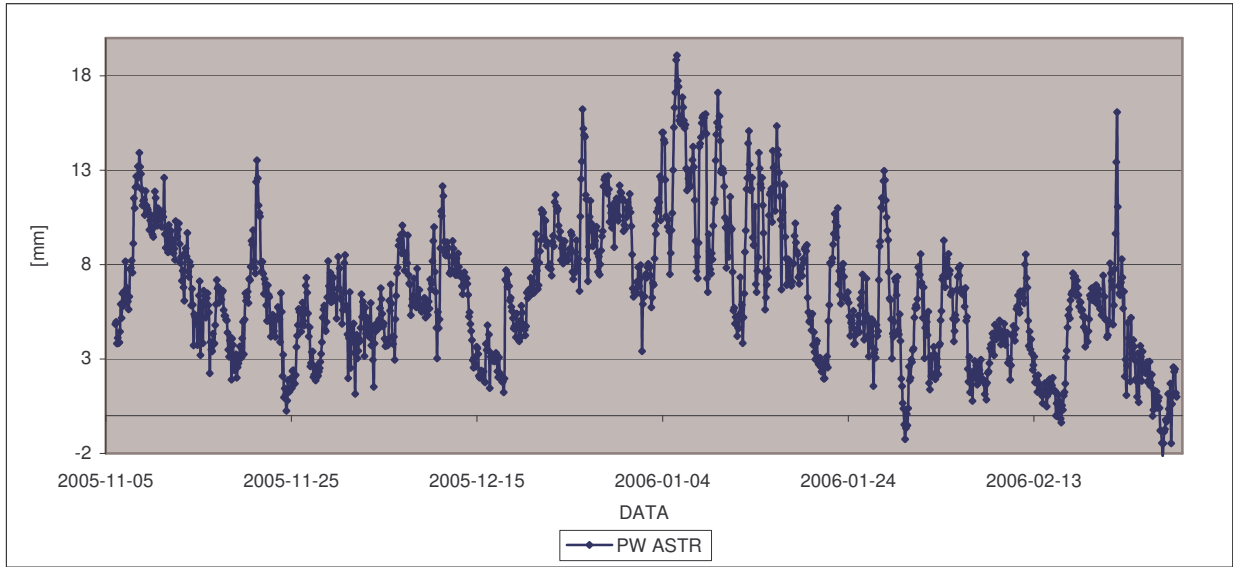
Właśnie w tej małej dobowej i rocznej (sezonowej) zmienności warunków atmosferycznych [Kryński, Zanimonskiy, 2001] upatrują korzyść w badaniu krótkookresowych (godzinnych, dobowych) zmian współrzędnych stacji. Podzielili oni czynniki wpływające na wyznaczone współrzędne na naziemne (odbiornik, antena, oprogramowanie, wielodrożność itp.), kosmiczne (dokładność orbit, geometria itp.) oraz środowiskowe (tropo- i jonosfera). Te pierwsze są niezależne od szerokości geograficznej („wielodrożność” zależy od otoczenia, a reszta jest stała) a czynnik środowiskowy jest mniej zmienny i mniejszy (jonosfera, patrz. rozdział 4) dla warunków polarnych. Stąd można badać wpływ „części kosmicznej”.



III.2.3.1 ZAWARTOŚĆ PARY WODNEJ W ATMOSFERZE

Wyznaczone moką część refrakcji troposferycznej przeliczyłem na PW, korzystając z wzorów III.1.3.1.c i III.1.3.1.f (brak radiosondowań dla Hornsundu). Wyniki przedstawia rys. III.2.3.1.a.

Wszystkie poprzednio przytoczone korelacje ZWD z ciśnieniem, prężnością pary wodnej, przebieg dobowy obowiązują również dla PW (nieznacznie zmienione przez fluktuacje roczne współczynnika κ – rys. III.1.3.1.a). Gdyby znowu odwołać się do odpowiedniego PW poprawionego (analogicznie jak w poprzednich podpunktach) to skrajne różnice sięgają 6 mm, wartość średniej różnicy wynosi -0,8 mm, a odchylenie standardowe 2,5 mm. Natomiast średnia różnica błędu względnego wynosi aż 40%. Problem niejednoznacznego wyznaczenia ZTD najsilniej obciąża właśnie część moką. Tutaj ponownie pozostawiam wartości ujemne, fizycznie niemożliwe.



Rys. III.2.3.1.a Zawartość pary wodnej w atmosferze podana jako grubość odpowiadającej jej warstwy wody (PW), dla stacji ASTR

ROZDZIAŁ IV

JONOSFERA

IV.1. Teoria

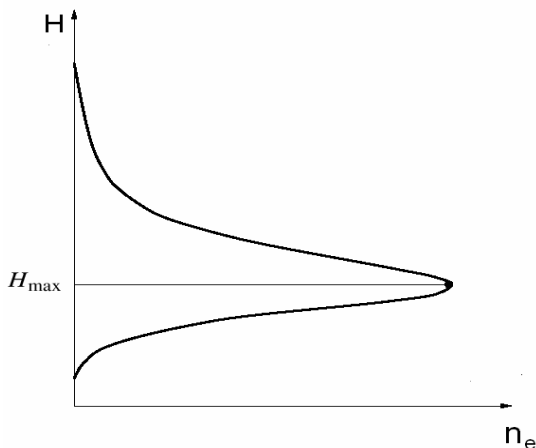
Jonosferę odkrył w 1901 r. Marconi, kiedy po raz pierwszy przesłał sygnały radiowe przez Atlantyk. Niedługo potem zasugerowano (Kennelly, Heaviside), że odbicie fal radiowych mogło nastąpić dzięki obecności swobodnych ładunków elektrycznych w górnej atmosferze.

W praktyce można przyjąć, że zajmuje ona obszar od wysokości ok. 70 do 1000 km (wg [Hugentobler i in., 2005], różne źródła podają różnie te granice, od 50 do 2000 km). Rozprzestrzenia się poprzez mezosferę, termosferę a nawet egzosferę. Wyróżnia się cztery obszary jonosfery D, E, F₁, F₂. Podstawowe dane tych warstw zawiera tabela IV.1.a.

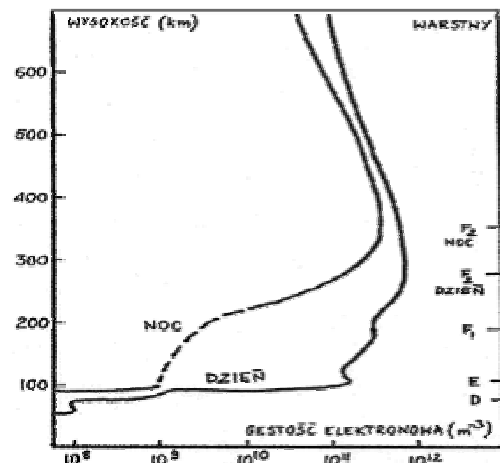
Tab. IV.1.a Podział jonosfery na warstwy [Tablice, 2002]. h - wysokość maksimum gęstości cząstek naładowanych w danej warstwie (w nawiasie granice warstwy), n_e – liczba elektronów w jednostce objętości, T – średnia temperatura naładowanych cząstek

Parametr		Warstwa jonosfery				
		D	E	F ₁	F ₂	
					lato	zima
h [km]	dzień	70 (50-80)	110 (80-150)	180	250-320	220-280
	noc			(zanika)		
n _e [10 ¹⁰ /m ³]	dzień	0,01-0,02	15-30	30-50	20-80	60-250
	noc	0,001	0,3	(zanika)	30	10
T [K]		220	270	500-1500	1000-2000	

Nocą obszary D i F₁ znikają, natomiast gęstość elektronowa (koncentracja elektronów) obszarów E i F₂ maleje. Wyróżnia się też czasem wysoko położoną warstwę G (700 – 800 km nad Ziemią). Dla warstw F₁ i F₂ podane są wartości maksymalne i minimalne w 11-letnim cyklu aktywności Słońca.



Rys. IV.1.a Profil Chapmana [Rothacher i in., 1996]



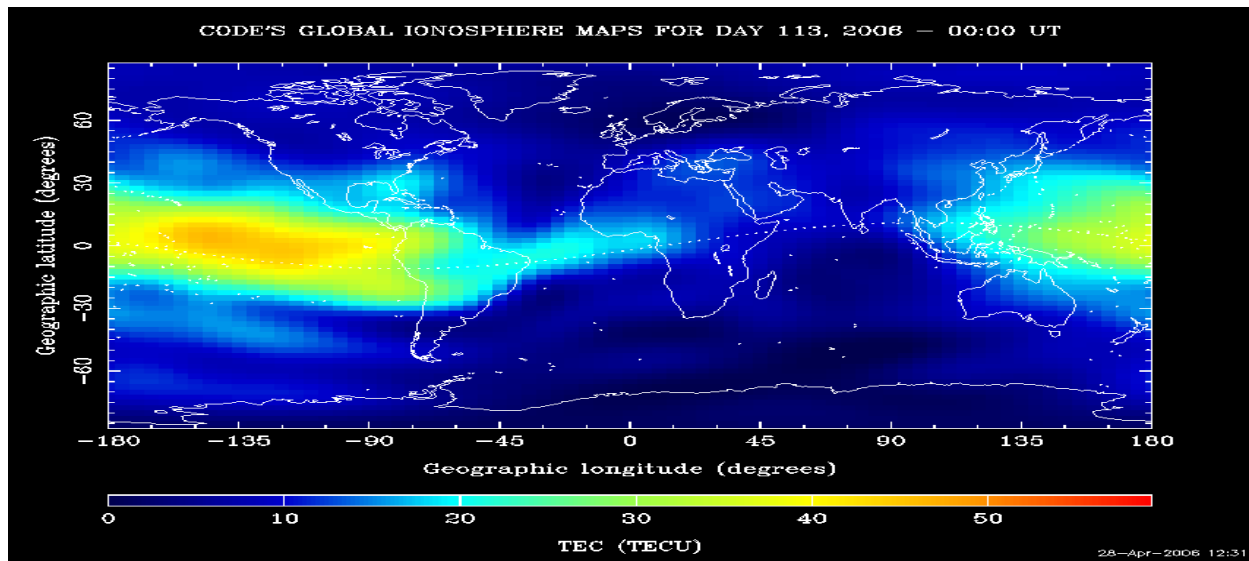
Rys. IV.1.b Gęstość elektronów w zależności od wysokości [Hornsund, 2006]

Jonizacja powodowana jest promieniowaniem Słońca (głównie promieniowanie UV i Roentgena). Teoretyczną zależność ilości wytwarzanych jonów od wysokości nazywa się profilem Chapmana, rys. IV.1.a

(H_{max} wynosi ok. 430 km). Można go przedstawić jako funkcję kąta zenitalnego Słońca, wysokości, gęstości strumienia fotonów i in. [Schaer, 1999]. Z powodu przemieszczania się, rozkład rzeczywistej zawartości jonów w zależności od wysokości może się od niego znacznie różnić. Przykładowy rozkład zawiera rys. IV.1.b.

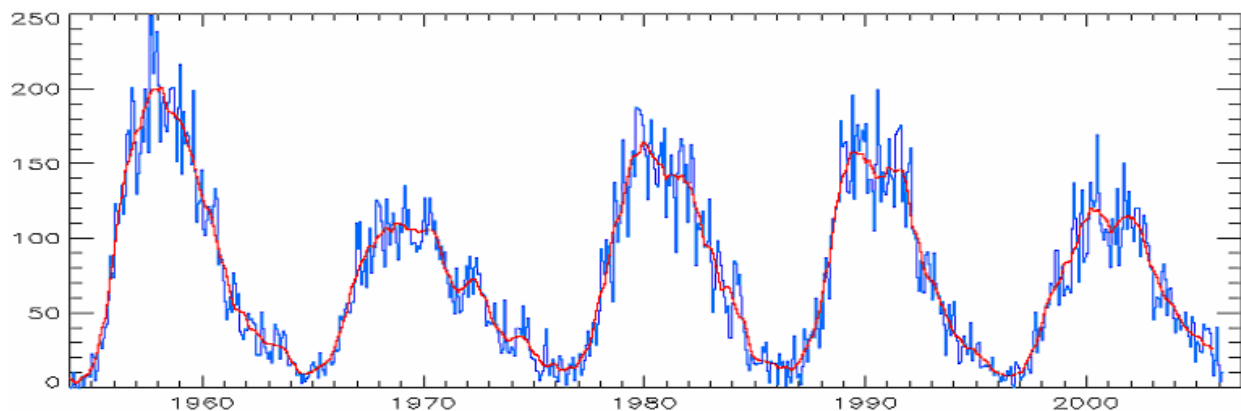
REGULARNE ZMIANY STANU JONOSFERY

Szczególnie silny związek stanu jonosfery w zależności od położenia Słońca przedstawia rys. IV.1.c. Najwyższa zawartość elektronów jest w strefie równikowej podczas lokalnego południa. Łatwo sobie wyobrazić odpowiednie, zależne od czasu, profile równoleżnikowe i południkowe.



Rys. IV.1.c Mapa jonosfery (wartości w TECU – wyjaśnienie w IV.1.1) <http://www.aiub.unibe.ch/ionosphere.html/gim.gif>

Mapa powstała na podstawie pomiarów GNSS przez CODE. Odpowiednie mapy RMS (zobacz np. http://www.aiub.unibe.ch/ionosphere.html/gim_rms.gif) wskazuje silną zależność pomiędzy błędem a ilością stacji na danym terenie.



Rys. IV.1.d Aktywność słoneczna w zależności od czasu. Niebieski wykres przedstawia średnie wartości miesięczne, a czerwony „wygładzone” wartości, <http://sidc.oma.be>

Stan jonosfery, zależny też jest od aktywności Słońca (aktywność tą określa tzw. liczba Wolfa, $R=10g+s$, gdzie g oznacza ilość grup plam słonecznych, s ilość plam). Rys. IV.1.d przedstawia wykres aktywności słonecznej na przestrzeni ostatnich lat.

Wyraźnie widać, znaną od połowy XIX w., zmienność w cyklu 11 letnim. Ponadto, co 80-100 lat obserwuje się supercykl, a także wyróżnia się 27 dniowy okres (obrót Słońca). Jak widać obecnie mamy minimum aktywności słonecznej.

NIEREGULARNE ZMIANY STANU JONOSFERY

Nieregularne zmiany gęstości elektronowej mogą powodować tak zwane TIDs (Traveling Ionospheric Disturbances), które w zależności od wielkości i czasu trwania dzieli się na wielkoskalowe (LSTIDs – obszar do 1000km, okres od 0,5 do 3 godzin), średnioskalowe (MSTIDs – kilkaset kilometrów, 10÷30 min) oraz małoskalowe (dziesiątki kilometrów, do kilkunastu minut) [Schaer, 1999]. Najczęściej pojawiają się w szerokościach umiarkowanych.

Poza tym w jonosferze występują scyntyllacje – szybkie zmiany gęstości elektronów, pojawiające się zazwyczaj w strefach równikowych i polarnych oraz sporadycznie pojawiające się rozległe „sztormy jonosferyczne” (*ang. ionospheric storm*). Te ostatnie mają związek ze zmianami pola magnetycznego Ziemi (sztormy magnetyczne) oraz intensywnymi wybuchami/rozbłyskami na Słońcu. Określać aktywność pola magnetycznego Ziemi można przy pomocy wielu różnych wskaźników (Kp, Dst, Ap i inne – zobacz <http://www.sec.noaa.gov/info/glossary.html#a-INDEX>).

IV.1.1 REFRAKCJA JONOSFERYCZNA

Pomijając wyrazy wyższych rzędów, współczynnik załamania fali radiowej można zapisać jako [Hofmann-Wellenhof i in., 2001]:

$$n_f = 1 - \frac{\alpha \cdot n_e}{f^2} \quad \text{oraz} \quad n_{gr} = 1 + \frac{\alpha \cdot n_e}{f^2}, \quad (\text{IV.1.1.a})$$

gdzie n_f i n_{gr} oznacza odpowiedni współczynnik dla prędkości fazowej i grupowej, f częstotliwość fali nośnej, α jest stałe (wyraża się jako podzielony przez $8\pi^2$ iloraz kwadratu ładunku elektronu oraz iloczynu przenikalności elektrycznej próżni i masy elektronu) i ma wartość $4,03 \cdot 10^{17} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{TECU}^{-1}$ (gdzie TECU, TEC Unit, jest używaną w geodezji jednostką gęstości elektronów i ma wartość $10^{16}/\text{m}^2$), a n_e gęstość powierzchniową elektronów. Stąd prędkość grupowa jest zawsze mniejsza niż prędkość fazowa, czyli mierzone pseudoodległości będą zawyżone, a odległość z pomiaru fazowego za mała. Analogicznie do wzoru III.1.a, dla refrakcji jonosferycznej jest:

$$\Delta_{f,gr}^{ION} = \int n_{f,gr} ds - \int ds_0. \quad (\text{IV.1.1.b})$$

Całkowitą zawartość elektronów w cylindrze o przekroju 1 m^2 wzdłuż drogi sygnału (TEC), można zapisać jako:

$$TEC = \int n_e(s) ds. \quad (IV.1.1.c)$$

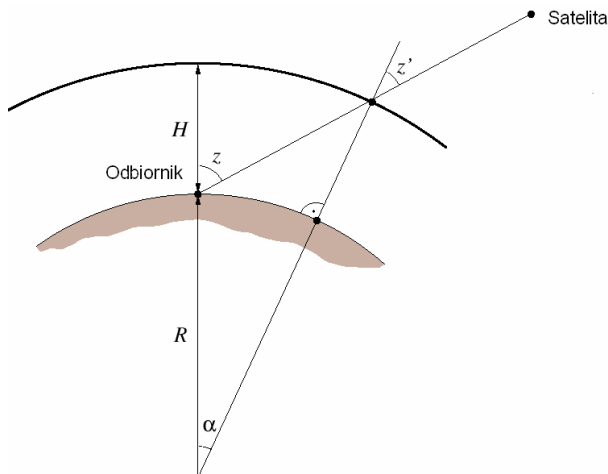
Całkowanie odbywa się wzdłuż drogi pomiędzy odbiornikiem a satelitą, n_e oznacza powierzchniową gęstość elektronów. Czyniąc podobne założenie, co w przypadku troposfery, tzn. utożsamiając drogę rzeczywistą z geometryczną (zaniedbując zakrzywienie sygnału), oraz podstawiając wzór (IV.1.c) do (IV.1.b) można ostatecznie napisać:

$$\Delta_{f,gr}^{ION} [m] = \mp \frac{40,3}{f^2} TEC [TECU], \quad (IV.1.1.d)$$

a dla kierunku zenitalnego powstaje zależność

$$\Delta_{f,gr}^{ION,Z} = \mp \frac{40,3}{f^2} TVEC \quad (IV.1.1.e)$$

IV.1.2 FUNKCJE ODWZOROWAWCZE



Do obliczenia zawartości TEC w kierunku zenitalnym (Vertical) – TVEC, stosuje się prostą funkcję odwzorowawczą dla modelu „pojedynczej warstwy” (SLM – Single Layer Model, zakłada ona koncentrację wszystkich elektronów na nieskończenie cienkiej powierzchni).

$$TVEC = TEC \cdot \cos z' \quad (IV.1.2.a)$$

$$\sin z' = \frac{R}{R+H} \sin z \quad (IV.1.2.b)$$

gdzie: R - promień Ziemi, H – wysokość jonosfery

Rys. IV.1.2.a Model pojedynczej warstwy
[Rothacher i in., 1996]

gdzie z' oznacza kąt zenitalny sygnału, w stosunku do linii pionu na powierzchni średniej wysokości jonosfery (rys. IV.1.c). Dla modelu pojedynczej warstwy zasięg próbkowania jonosfery przez pojedynczy dwuczęstotliwościowy odbiornik można wyznaczyć (zależności geometryczne na rys. IV.1.1.a), jako funkcje maksymalnej odległości zenitalnej rejestrowanych przez odbiornik danych, i wysokości warstwy. Dla odległości zenitalnej równej 80° średnica próbkowanej czaszy kulistej wyniesie aż 3000km (przy założeniu, że akurat tam będą satelity) a wartość funkcji odwzorowawczej wyniesie 2,5 (jako stosunek TEC/TVEC).

Stosowana jest też zmodyfikowana funkcja odwzorowawcza [MSML, 2006], różniącą się tylko tym, że we wzorze (IV.1.b) odległość zenitalna z jest przeskalowana przez współczynnik bliski jedności.

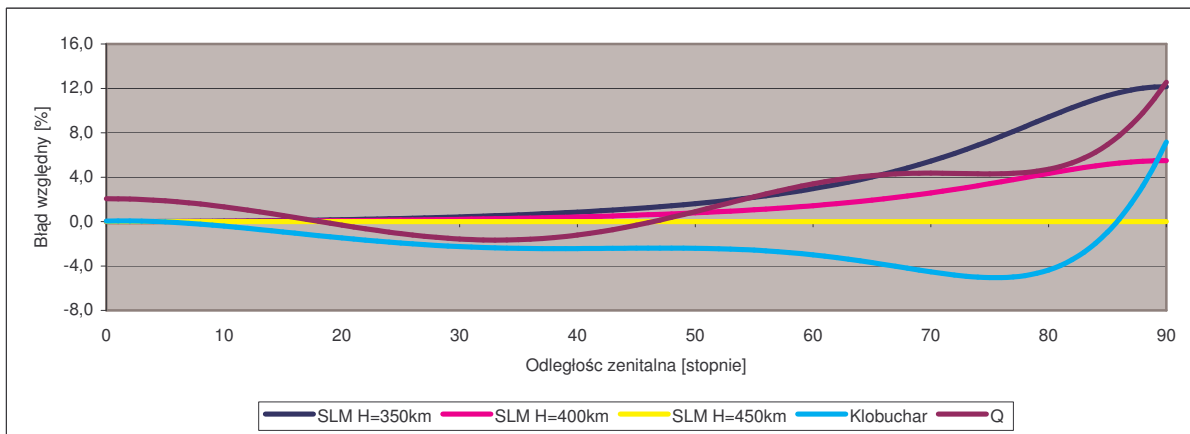
Inną funkcją odwzorowawczą używaną dla jonosfery jest zaproponowana przez Klobuchara zależność [Schaer, 1999]:

$$\frac{TEC(z)}{TVEC} = 1 + 2 \cdot \left(\frac{z[\text{°}]+6}{96} \right)^3 \quad (\text{IV.1.2.c})$$

lub funkcja Q przedstawiona w postaci szeregu potęgowego:

$$Q(z) = \sum_{i=0}^3 a_i \cdot \left(\frac{z[\text{°}]+1}{90} \right)^{2i} \quad \text{i } a_0=1,0206, a_1=0,4663, a_2=3,5055, a_3=-1,8415. \quad (\text{IV.1.2.d})$$

Przebieg wszystkich funkcji jest zbliżony. Lepsze porównanie daje rys. IV.1.2.a. Widać, że istotną sprawą jeżeli chodzi o obliczanie TVEC jest dobór obserwacji z odpowiednio wysokich satelitów.



Rys. IV.1.2.b Błąd względny wybranych funkcji odwzorowawczych w stosunku do funkcji SLM (H=450km)

IV.1.3 WPŁYW JONOSFERY NA PROPAGACJĘ FAL RADIOWYCH

Jonosfera wpływa na fale radiowe. O ile w radiołęczności pozwala zwiększać zasięg (odbicia fal o częstotliwościach mniejszych od tzw. częstotliwości plazmowej, która jest zależna od gęstości elektronów), to w geodezji i nawigacji satelitarnej może być ograniczeniem w dokładności wyznaczania pozycji. Biorąc pod uwagę wzór IV.1.1.g łatwo można obliczyć, że przy 1 TECU wpływ jonosfery na pomiar odległości na częstotliwości L1 wyniesie 0,16 m – 0,5 ns (w zależności od stanu jonosfery pomiar może być obciążony błędem nawet do 30 m w zenicie) z czego ok. 80% spowodowane jest warstwą F₂. Nie uwzględnienie wyrazów wyższych rzędów we wzorze (IV.1.d) może mieć wpływ do kilku centymetrów podczas niekorzystnych obserwacji (dla niskich satelitów, duża wartość TEC) (wg Brunnera i Gu za [Rothacher i in., 1996]). Pomiar GPS na pojedynczych częstotliwościach w małych sieciach, bez uwzględnienia jonosfery, powodują systematyczny błąd skali sieci („kurczenie”). Jest on zależny od maksymalnego kąta zenitalnego

opracowywanych obserwacji oraz od całkowitej zawartości elektronów. Za [Rothacher i in., 1996] podaje liczbowe wartości w tab. IV.1.3.a.

Tab. IV.1.3.a Systematyczny błąd powodowany nieuwzględnieniem jonosfery [Rothacher i in., 1996]

LC	Błąd systematyczny [ppm/TECU]			
	$z_{\max} = 80^\circ$	$z_{\max} = 75^\circ$	$z_{\max} = 70^\circ$	$z_{\max} = 65^\circ$
L1	-0,15	-0,10	-0,08	-0,06
L2	-0,24	-0,16	-0,12	-0,10
L3	+0,19	+0,13	+0,10	+0,08

Nie są to zaniedbywalne skutki w sieciach o wysokich precyzjach (np. dla celów geodynamicznych), biorąc pod uwagę, że stan jonosfery może wynosić nawet do kilkudziesięciu TECU.

IV.1.4 ELIMINACJA WPŁYWU JONOSFERY NA POMIARY SATELITARNE

IV.1.4.1 MODELE

Znaczną część wpływu jonosfery, można usunąć korzystając z zewnętrznych źródeł danych o jonosferze. Najbardziej naturalne jest korzystanie z wyników opracowania obserwacji GPS. Niektóre AC i LAC tworzą globalne (GIM) oraz regionalne mapy jonosfery. Metody obliczania/parametryzacji map są różne. Przedstawiam tutaj rozwinięcie TEC w szereg harmonicznych sferycznych [Schaer, 1999].

$$TVEC(\beta, s) = \sum_{n=0}^{n_{\max}} \sum_{m=0}^n \tilde{P}_{nm}(\sin \beta) (\tilde{C}_{nm} \cos(ms) + \tilde{S}_{nm} \sin(ms)), \quad (\text{IV.1.4.1.a})$$

gdzie: β jest szerokością geomagnetyczną (rzadziej geograficzną) punktu na „pojedynczej warstwie” (rys.IV.1.1.a),

s jest różnicą długości geograficznej (punktu na „pojedynczej warstwie”) i długości geograficznej Słońca, czyli czas lokalny pomniejszony o 12h,

P_{nm} oznacza znormalizowany stowarzyszony wielomian Legendre’a.

Na podstawie obserwacji obliczane są współczynniki C_{nm} i S_{nm} .

Dla małych sieci można skorzystać z przedstawienia wartości TEC w dwuwymiarowy szereg Taylora [Schaer, 1999].

$$TVEC(\beta, s) = \sum_{n=0}^{n_{\max}} \sum_{m=0}^{m_{\max}} E_{nm} (\beta - \beta_0)^n (s - s_0)^m \quad (\text{IV.1.4.1.b})$$

Oznaczenia jak poprzednio, a β_0 i s_0 to początek układu. E_{nm} jest wyznaczane.

Natomiast formatem wymiany danych jonosferycznych jest IONEX – Ionosphere Map Exchange [Schaer i in., 1998]. W tym formacie podawane są chwilowe wartości TVEC w siatce geograficznej. Obecnie TVEC podaje się w rozdzielczości 2hUT×2,5°B×5°L dla zmodyfikowanego modelu pojedynczej warstwy (MSML) dla wysokości 450km. Ponadto dla kombinowanego produktu/wyniku IGS wchodzi obserwację z satelitów

Envisat oraz Jason (wzmocnienie wyznaczeń nad oceanami – porównaj rys.IV.1.d) [Hernandez-Pajares, 2004]. Do interpolacji pomiędzy punktami siatki [Schaer i in., 1998] podają prosty wzór, wykorzystujący cztery najbliższe punkty.

$$TVEC(L, B) = \left(1 - \frac{L - L_{00}}{\Delta L}\right) \cdot \left(1 - \frac{B - B_{00}}{\Delta B}\right) \cdot TVEC_{00} + \left(\frac{L - L_{00}}{\Delta L}\right) \cdot \left(1 - \frac{B - B_{00}}{\Delta B}\right) \cdot TVEC_{10} +$$

$$+ \left(1 - \frac{L - L_{00}}{\Delta L}\right) \cdot \left(\frac{B - B_{00}}{\Delta B}\right) \cdot TVEC_{01} + \left(\frac{L - L_{00}}{\Delta L}\right) \cdot \left(\frac{B - B_{00}}{\Delta B}\right) \cdot TVEC_{11}, \quad (IV.1.3.1.c)$$

gdzie indeksy dolne oznaczają odpowiednie narożniki siatki (pierwszy dotyczy długości).

Innym popularnym sposobem zapisu danych jonosferycznych jest model Klobuchara, którego współczynniki podawane są w depeszy satelitarnej i można je odczytać z RINEX'ów nawigacyjnych – jest to 8 wartości opisanych jako ION ALPHA (a_i) i ION BETA (b_i) [Gurtner, 2001]. Rozkład wartości TEC w zależności od miejsca zapisuje się jako [Schaer, 1999]:

$$TVEC(\beta, s) = \begin{cases} TVEC_{\min} + TVEC_{amp}(\beta) \cos s' & \text{dla } |s'| < \frac{\pi}{2} \\ TVEC_{\min} \approx 9,2TECU & \end{cases}$$

$$s' = 2\pi(s - s_0)/\tau(\beta) \text{ i } s_0 = 2h \text{ i } \tau(\beta) = \begin{cases} \sum_{i=0}^3 b_i \beta^i & \text{dla } TVEC_{amp}(\beta) > 0 \\ \tau_{\min} = 20h & \end{cases} \quad (IV.1.4.1.d)$$

$$TVEC_{amp}(\beta) = \begin{cases} 1,85 \cdot 10^{10} \sum_{i=0}^3 a_i \beta^i & \text{dla } TVEC_{amp}(\beta) > 0 \\ 0 & \end{cases}$$

Model Klobuchara redukuje ok. 50% wpływu jonosfery na umiarkowanych szerokościach. **Nie** nadaje się dla szerokości powyżej 75° [AIUB, 2006].

Do określenia wartości TEC mogą też służyć różne, niesatelitarne modele jonosfery (opisy wielu z nich można znaleźć na [GSFC, 2006]). Najpopularniejszym jest IRI (International Reference Ionosphere) – projekt COSPAR oraz URSI. IRI jest modelem empirycznym powstałym pod koniec lat sześćdziesiątych i jest cały czas poprawiany. Podając czas i miejsce można otrzymać nie tylko zawartość elektronów i jonów, ale także ich gęstość, temperaturę i in. Podają on wartości dla wysokości od ok. 60 do ok. 2000 km wysokości.

VI.1.4.2 KOMBINACJE LINIOWE OBSERWACJI

Jak to już wcześniej zostało napisane, jonosfera jest dla fal radiowych dyspersyjna. Oznacza to, że stosując odpowiednią kombinację liniową (L3, Ionosphere-free) nadawanych częstotliwości sygnałów satelitarnych (dla GPS L1=1575,42 MHz, L2=1227,60MHz), można prawie całkowicie wyeliminować (numerycznie) jej efekt (mimo wszystko, nawet gdy dostępne są obserwacje dwuczęstotliwościowe, dla małych, do

10 km, precyzyjnych sieci Rothacher i in. (1996) proponują opracowanie na jednej częstotliwości L1, przy użyciu modeli jonosferycznych).

Odpowiednie kombinacje liniowe, „wolne” od wpływu jonosfery (w rzeczywistości, na skutek pominięcia wyrazów wyższych rzędów we wzorze IV.1.1.d, oraz z powodu różnych dróg dla obydwu częstotliwości nośnych, kombinacje te są nieznacznie obciążone wpływem jonosfery) mają postać:

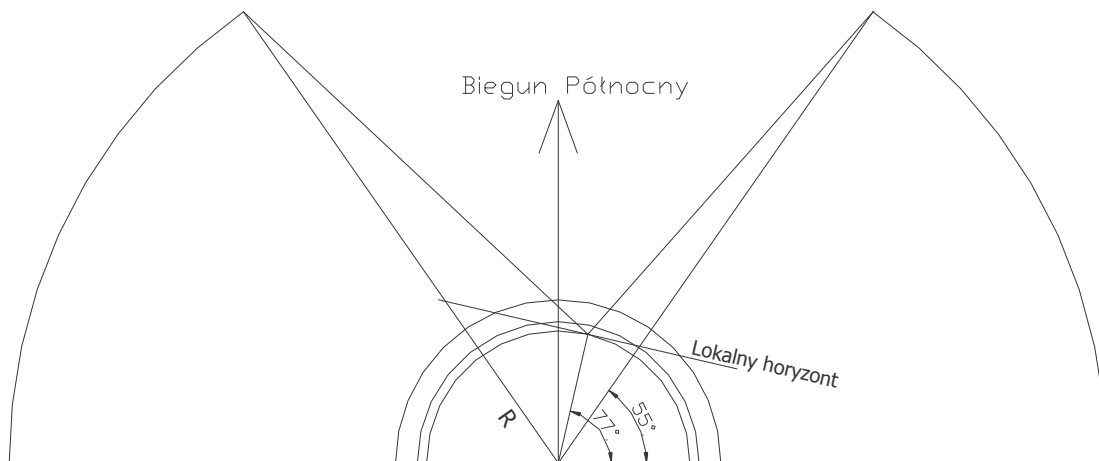
$$L_3 = \frac{1}{f_1^2 - f_2^2} (f_1^2 L_1 - f_2^2 L_2) \quad (\text{IV.1.3.2.a})$$

$$P_3 = \frac{1}{f_1^2 - f_2^2} (f_1^2 P_1 - f_2^2 P_2) \quad (\text{IV.1.3.2.b})$$

L oznacza pomiar fazy a P pseudoodległości. Dysponując kodem precyzyjnym można także stworzyć kombinację kodowo – fazową tzw. kombinację Melbourne – Wübbena, również „wolną” od wpływu jonosfery.

$$L_{M-W} = \frac{1}{f_1 - f_2} (f_1 L_1 - f_2 L_2) - \frac{1}{f_1 + f_2} (f_1 P_1 - f_2 P_2) \quad (\text{IV.1.3.2.c})$$

IV.1.5 WYBRANE PROBLEMY WYZNACZENIA WARTOŚCI TVEC Z OBSERWACJI GPS NA DUŻYCH SZEROKOŚCIACH GEOGRAFICZNYCH



Rys.IV.1.5.a Maksymalne wysokości widocznych satelitów dla szerokości 77°N. Odpowiednie okręgi oznaczają powierzchnię Ziemi, wysokość 450 km, wysokość 1500 km oraz 20200km. Proporcje są zachowane.

Przy okazji omawiania możliwości badań środowiskowych, warto zdać sobie sprawę z bardzo ważnej rzeczy dotyczącej pomiarów satelitarnych na wysokich szerokościach geograficznych. W rozdziale I (rys. I.1.a) przedstawiłem widoczną konstelację satelitów nad horyzontem. Podkreślony został brak wysokich satelitów, związane z tym silniejszy wpływ przeszkód terenowych na ilość obserwacji, niewielka anizotropia w zależności od azymutu (względem obserwacji na mniejszych szerokościach). Ma to zdecydowanie

wpływ na dokładność wyznaczenia szczególnie dla krótkich sesji. Tutaj chciałby zwrócić uwagę na inny problem, który dotyczy również wyznaczeń troposferycznych. Wspominam o nim tutaj ze względu na silniejszy wpływ na wyznaczenia jonosferyczne.

Rozpatrując prosty przypadek geometryczny przedstawiony na rys. IV.1.5.a (Ziemia jako kula o promieniu R), przyjmując wysokości satelitów (H_s), nachylenie ich orbit (i), oraz szerokość geograficzną (φ) miejsca obserwacji, można wyprowadzić wzór na minimalny kąt zenitalny obserwowanych satelitów (wszystkie wzory ważne tylko dla $\varphi > i$).

$$z_{\min} = \arctg \left[\frac{(R + H_s) \sin(\varphi - i)}{(R + H_s) \cos(\varphi - i) - R} \right] \quad (IV.1.5.a)$$

Ustalając wysokość warstwy nad powierzchnią Ziemi (H_x) łatwo wyznaczyć wzór na minimalny kąt zenitalny na tej wysokości – wzór IV.1.2.b) oraz odległość pomiędzy punktem przebicia tej warstwy przez promień minimalnej obserwowanej odległości zenitalnej i punktem przebicia tej warstwy przez zenit miejsca obserwacji.

$$s = (R + H_x) \cdot \left[z_{\min} - \arcsin \left(\frac{R}{R + H_x} \sin z_{\min} \right) \right] \quad (IV.1.5.b)$$

Podaję ściśle wyrażenia wzorów IV.1.5.a,b, które dla warstw przyziemnych można mocno uprościć. Odpowiedni wzór dla azymutu różnego o 180° (oznaczone przez N) również można wyprowadzić.

$$z_{\min}^N = \arctg \left[\frac{(R + H_s) \sin(\varphi + i)}{-(R + H_s) \cos(\varphi + i) - R} \right] \quad (IV.1.5.c)$$

Przykładowe wartości dla charakterystycznych wysokości zawiera tabela IV.1.5.a.

Tab. IV.1.5.a Maksymalna wysokość obserwowanych satelitów w zależności od szerokości geograficznej (kierunek południowy i północny). Odległość kątowa (ΔB) oraz liniowa (s) na wysokości H_x , pomiędzy punktem przecięcia zenitu miejsca obserwacji oraz promienia pod minimalną odległością zenitalną z warstwą na tej wysokości. Przyjęto $R=6371$ km, $H_s=20200$ km, $i=55^\circ$. $h'_{\max}(0)=h_{\max}$.

Warstwa	H_x [km]	$\varphi=77^\circ N$						$\varphi=90^\circ N$		
		Południe			Północ			h_{\max}' [°]	ΔB [°]	s [km]
		h_{\max}' [°]	ΔB [°]	s [km]	h_{\max}' [°]	ΔB [°]	s [km]			
Powierzchnia Ziemi	0	61,4	0,0	0	30,0	0,0	0	45,3	0,0	0
Troposfera	1	61,4	0,0	1	30,0	0,0	2	45,3	0,0	1
	5	61,4	0,0	3	30,1	0,1	9	45,3	0,0	5
Górna granica troposfery	10	61,5	0,0	5	30,2	0,2	17	45,4	0,1	10
Dolna granica jonosfery	60	61,7	0,3	33	30,9	0,9	102	45,8	0,5	59
Zazwyczaj przyjmowana wysokość SLM	450	63,5	2,0	243	36,0	6,0	715	48,9	3,6	432
Górna granica jonosfery	1000	65,6	4,2	535	41,5	11,5	1483	52,5	7,3	934
	1500	67,2	5,8	797	45,5	15,5	2127	55,3	10,0	1374

Z opracowania obserwacji mamy skośne opóźnienia tropo- i jonosferyczne. Do porównań przelicza się je do wartości zenitalnych nad punktem obserwacji (odpowiednio ZTD i TVEC). Tabela IV.1.5.a dowodzi, że dla obszarów na dużych szerokościach brak jest jednak obserwacji zenitalnych. Oczywiście dla szerokości gdzie satelity górują, obliczanie parametrów zenitalnych również jest efektem redukcji parametrów skośnych. Jednak ma się obserwacje z interesującego nas zenitu lub bliskich okolic. Ponadto stosuje się silne „wagowanie” obserwacji w zależności od odległości zenitalnej (np. $\cos^2 z$). Dla opóźnienia troposferycznego odległości pomiędzy zenitem a „najbliższym możliwym sygnałem” nie jest tak duża. Biorąc pod uwagę, eksponentalny spadek ciśnienia od wysokości, oraz jeszcze szybszy spadek zawartości pary wodnej (od wysokości 5 km, śladowe ilości), główna część opóźnienia przypada na najniższą warstwę troposfery. Z drugiej strony gradienty horyzontalne dla warstw przyziemnych mogą być dość znaczne. Zwłaszcza dla stacji w Hornsundzie gdzie z jednej strony jest Ocean, z drugiej lodowce i góry. Poza tym na opóźnienie troposferyczne ma wpływ także przyziemna warstwa atmosfery, tuż nad anteną, czyli jakieś informacje dla danej lokalizacji w sygnale są zawarte. Zatem stosując „wymyślne” funkcje odwzorowawcze (nie tylko uwzględniające różnice dróg) oraz „wagowanie” obserwacji może być wystarczające w przypadku obliczania ZTD.

W przypadku jonosfery informacji dla danej szerokości (większej od 55°) z pojedynczej stacji w ogóle nie ma (rys IV.1.1.a). Co więcej, funkcja odwzorowawcza (IV.1.2.b) pozwala tylko na przeliczenie skośnej wartości TEC na zenitalną, ale dotyczy to zenitu na wysokości jonosfery, czyli jest to TVEC dla innej szerokości geograficznej. Z obserwacji na stacji ASTR nie ma danych dla jonosfery pomiędzy szerokością 75° i 83° (SLM H=450km, najbliższa możliwa informacja odległa o 243 km na wysokości warstwy). Globalne mapy jonosfery obliczane w CODE przedstawiane są według wzoru IV.1.4.1.a, w rozwinięciu do 15 stopnia (n) oraz tego samego rzędu (m). Korzystając z właściwości funkcji harmonicznych można ustalić rozdzielczość tych map jako:

$$\Delta\beta[\text{rad}] = \frac{2\pi}{n_{\max}}, \quad (\text{IV.1.5.d})$$

$$\Delta s[\text{rad}] = \frac{2\pi}{m_{\max}}, \quad (\text{IV.1.5.e})$$

$\Delta\beta$ - rozdzielczość w szerokości,

Δs – rozdzielczość w długości.

Stąd dla map CODE jest to 24°. Należy się domyślać, że przyjęcie takiej rozdzielczości nie jest wynikiem problemów technologicznych, tylko decyzją opartą na wieloletnich doświadczeniach. Może to być też wpływ rzeczywistej możliwej do uzyskania rozdzielczości z obserwacji GPS dla aktualnej sieci stacji obserwacyjnych. Z drugiej strony [Schaer, 1999] przedstawia również „historię ciągłego zwiększania” maksymalnego stopnia rozwinięcia szeregu, w rozwiązaniach CODE, na przestrzeni ostatnich lat. Gęstość siatki w formacie IONEX ($2,5^\circ\Delta B \times 5^\circ L$) również jest porównywalna z odległościami z tabeli IV.1.5.a. Świadczy to, że dla stacji polarnych można określać TVEC na podstawie możliwych, nie zenitalnych obserwacji. Jest to jednak pomiar „podwójnie pośredni” (sam pomiar GPS nie jest bezpośredni).

Uważnie analizując powyższe rozważania, można zauważyć pewną rzecz. Mianowicie, omawiane „dziury”

w próbkowaniu jonosfery dotyczą jej chwilowego stanu. Dla niektórych szerokości okołobiegunowych można zmierzyć wartości w „pre- i postzenicie”. Mianowicie, podczas obrotu Ziemi obszar będący chwilowym zenitem miejsca obserwacji zostanie/był „zbadany” później/wcześniej (patrz rysunek IV.1.5.b.). Wprawdzie jonosfera jest dość stabilna w układzie związanym ze Słońcem, to mimo wszystko „gubiłoby się” rozdzielczość czasową. Dla mniejszych szerokości polarnych już takiego efektu nie ma.

Ważne jest też, że przy odpowiednim rozmieszczeniu odbiorników, badana jest cała warstwa (chwilowa) jonosfery na wysokości 450km. Ciekawą rzeczą jest, że minimalna wysokość warstwy, w której pojawiają się obszary, z których nigdy nie będzie żadnych informacji (przy żadnym rozmieszczeniu dowolnej liczby odbiorników) z obserwacji naziemnych, wynosi wprawdzie dopiero 2100km. Jednak ten „nieznany” (obserwacyjnie) obszar (biegun i okolice) szybko rośnie ze wzrostem wysokości. Może to mieć istotne konsekwencje, jeżeli chodzi o porównywanie wyznaczeń jonosferycznych dla całej Ziemi z obserwacji GPS. Znakomita większość cząsteczek, elektronów zawiera się w tej warstwie kilkuset kilometrów jednak, jednak rozciągłość jonosfery sięga nawet kilku tysięcy. Dużą zaletą badania jonosfery jest to, że sygnał „zbiera” informacje wzdłuż całej drogi, czyli z ponad 20000km! [Belehaki, Jakowski, 2002] porównali wartości TEC z jonosondy (tzw. ITEC) z wartościami z obserwacji GPS dla Aten. Te ostatnie, nocą miały zazwyczaj znacznie większą wartość, podczas gdy za dnia obie wartości były podobne (jak można by się spodziewać, nieco większe wartości TEC(GPS)). Powiązali te zmiany z aktywnością górnych warstw jonosfery (zanikanie, powstawanie), których jonosonda nie „wykrywała” (ograniczony zasięg, rzędu 1000km). Tego typu porównania mogą być w warunkach polarnych, z opisywanych tutaj powodów, mniej wiarygodne. Ponadto, powołując się na stopień i rząd harmonicznych sferycznych oraz na rozdzielczość IONEX’ów założyłem wcześniej, że odległości z tabeli IV.1.5.a są dopuszczalne jeżeli chodzi o chwilowe wyznaczenie TVEC. Dotyczyło to warstwy o wysokości 450 km, dla dużych wysokości te odległości drastycznie rosną.

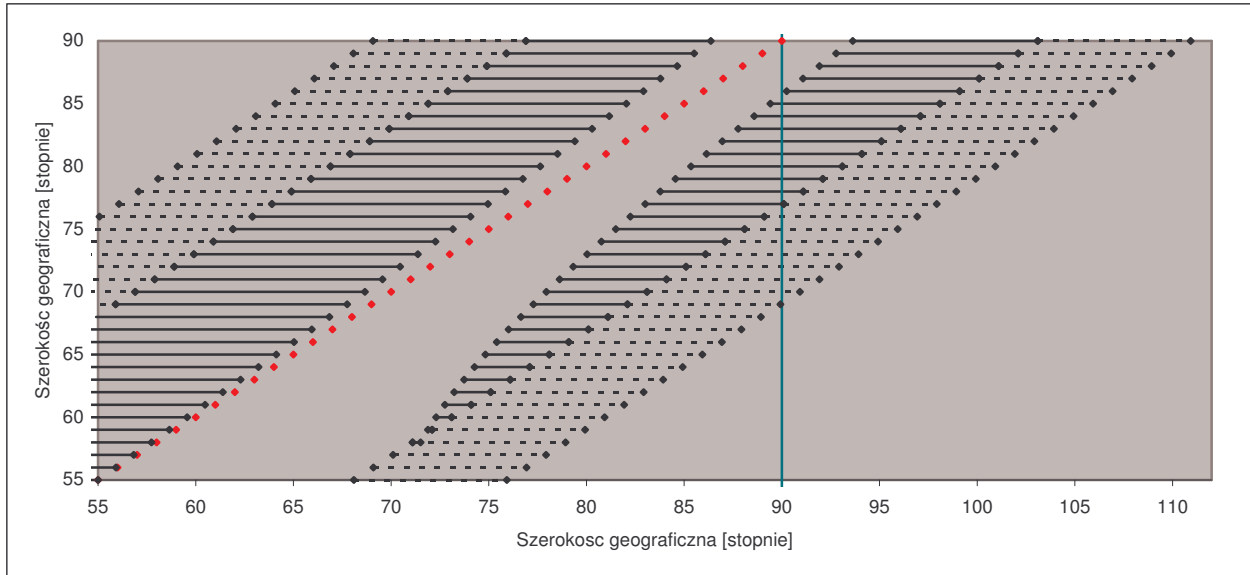
Rozwiązując kolejny geometryczny problem, mianowicie „dolny” zakres szerokości geograficznych „sondowanych” przez obserwacje GPS, w zależności od szerokości geograficznej, oraz wyboru minimalnych satelitów (ustawienie tzw. „maski”, h_{\min})

$$\Delta B = \arccos\left(\frac{R}{R+h_{\min}} \cdot \cosh\right) - h_{\min} \quad \wedge \quad h_{\min} < 90^\circ - z_{\min}(IV.1.5.a), \quad (IV.1.5.f)$$

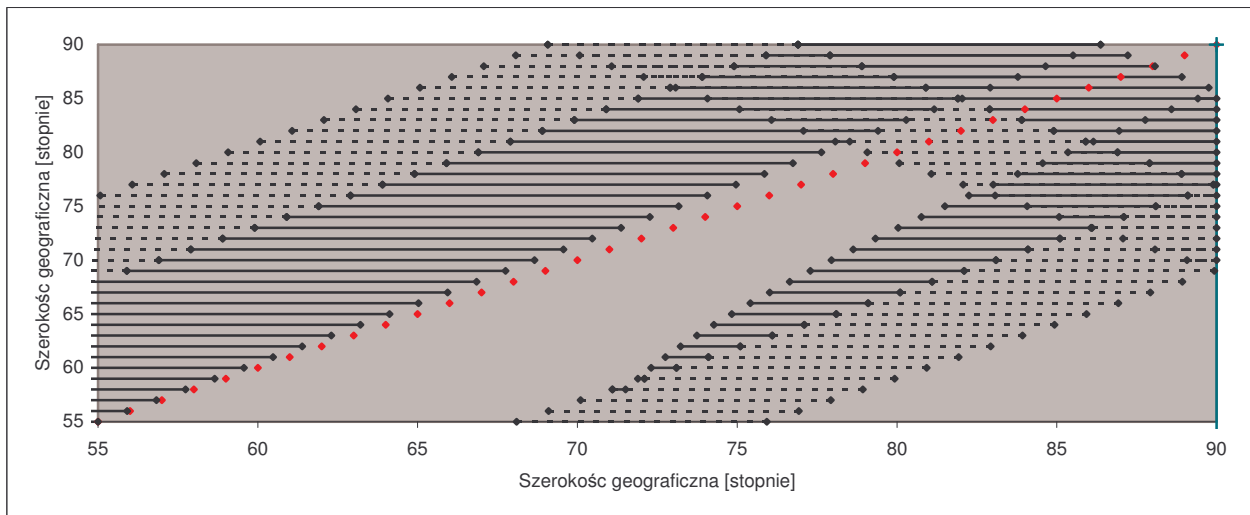
można przedstawić graficznie „pokrycie sygnałem GPS” w zależności od wysokości warstwy dla stacji na konkretnej szerokości geograficznej, będące chyba najlepszym sposobem na przedstawienie mozolnie opisywanych właściwości.

Podsumowując, problemy opisane w tym paragrafie nie dyskwalifikują wyznaczeń jonosferycznych w dużych szerokościach geograficznych, mogą jednak być istotne w przypadku badania subtelnych krótkookresowych zmian oraz ze wzrostem rozdzielczości/dokładności odbiorników. Dotyczy to zwłaszcza wyższych części jonosfery, których badanie jest, obok automatyzacji, ciągłości i prostoty, bardzo ważną zaletą metod satelitarnych.

Dyskusja dotyczyła sygnałów satelitów GPS.



Rys. IV.1.5.b „Próbkowana” część warstwy na wysokości 450 km (szerokość geograficzna, oś rzędnych), w zależności od szerokości geograficznej odbiornika (punktowo, co jeden stopień szerokości, oś odciętych) - kolor czarny. Wartości powyżej 90° oznaczają szerokości geograficzne dla długości geograficznej różnej o 180° - dopełnienie szerokości do 180°. Osi Podano również oczywiste wartości, dla wysokości warstwy równej zero. Służy to raczej do zaznaczenia zenitu miejsca obserwacji (kolor czerwony). Linia ciągła – maska 10°, przerywana - 0°÷10°. „Widoczność chwilowa” (przy założeniu, że akurat znajdują się satelita na maksymalnej możliwej do obserwacji wysokości).

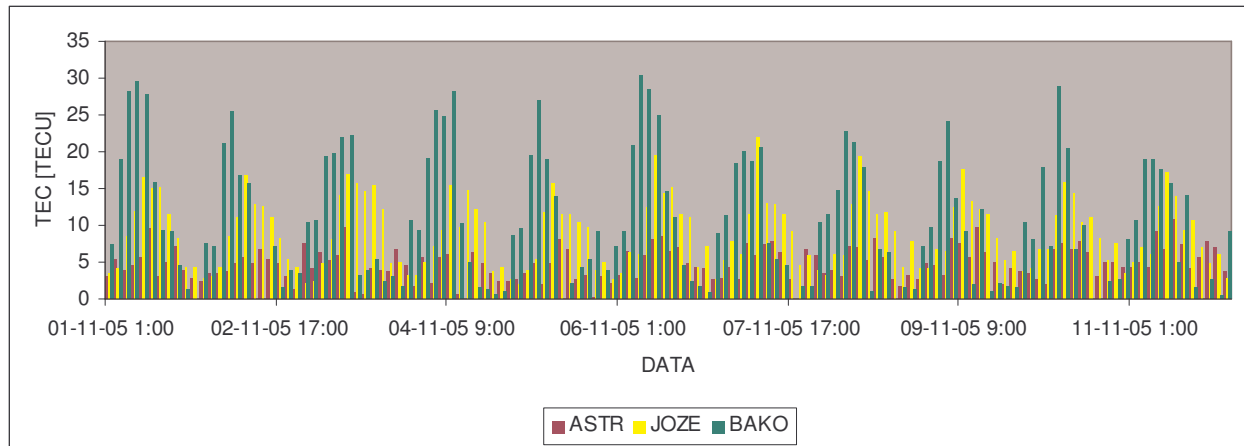


Rys. IV.1.5.c „Próbkowana” część warstwy na wysokości 450 km. „Widoczność dobowa”. Wyjaśnienia takie jak na rys. IV.1.5.b.

IV.2 WYZNACZENIA JONOSFERYCZNE

Znając opóźnienie sygnału i korzystając z IV.1.1.d można na podstawie obserwacji odbiornikiem dwuczęstotliwościowym wyznaczyć wartości TEC. Jakkolwiek wyznaczenie TEC z naziemnych obserwacji sygnałów GNSS jest prostym sposobem na określenie stanu jonosfery to ogranicza się ona głównie tylko do wyznaczania całkowitej zawartości elektronów (wyznaczanie profili pionowych zawartości elektronów jest możliwe przez wykorzystanie zjawiska okultacji z obserwacji z niskich satelitów, LEO, IOX – Ionosphere Occultation Experiment). Zaletą naziemnych obserwacji GNSS jest to, że wartości TEC dotyczą całej jonosfery (wysokość satelitów to ok. 20000 km).

Z powodów opisanych wcześniej (IV.1.5), nie przedstawiam dokładnych wartości wyznaczeń, mając do nich wiele zastrzeżeń. Mimo tych problemów (rys. IV.1.5.b), nawet dla krótkich dwugodzinnych wyznaczeń pojedynczym odbiornikiem, uwidacznia się, przy porównaniu z innymi stacjami, oczekiwana właściwość dla dużych szerokości geograficznych.



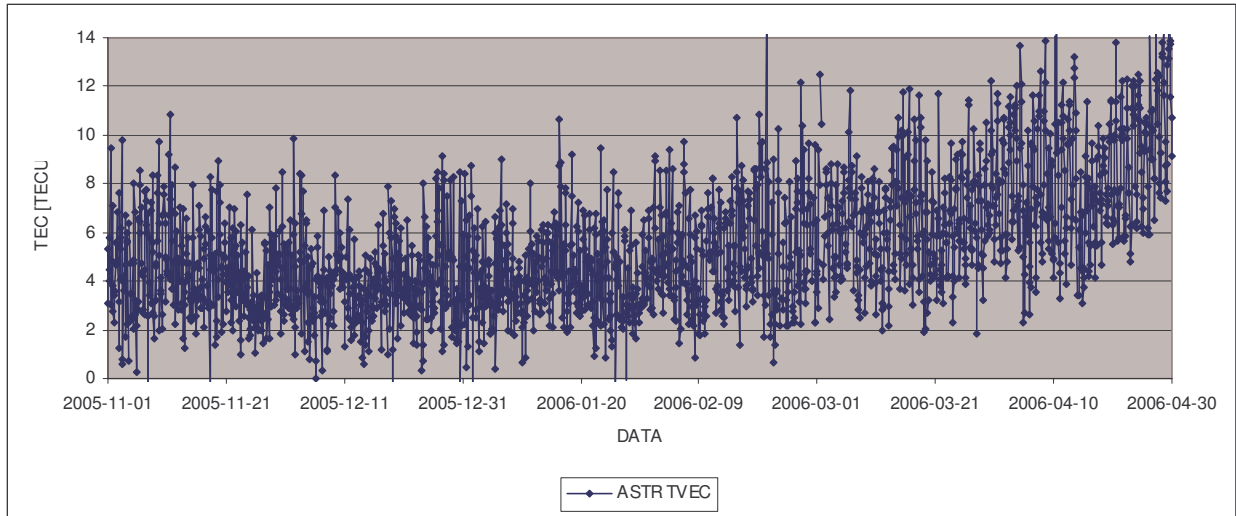
Rys.IV.2.a TVEC dla stacji ASTR, JOZE i BAKO (interwał dwugodzinny, model pojedynczej warstwy na wysokości 450 km).

Jak wskazują globalne mapy jonosfery (rys. IV.1.c) wartości TEC dla dużych szerokości są mniejsze niż w okolicach równikowych. Porównanie tak samo wyprowadzonych wartości TEC dla stacji ASTR, JOZE (Józefosław, 52°N) oraz BAKO (Indonezja, 6°S) przedstawia rysunek IV.2.1.a. Wyraźnie widać, że TEC dla stacji na małych szerokościach są większe a także znacznie bardziej wyraźny jest cykl dobowy (przesunięcie fazy dla BAKO jest oczywiście wynikiem różnicy długości geograficznej).

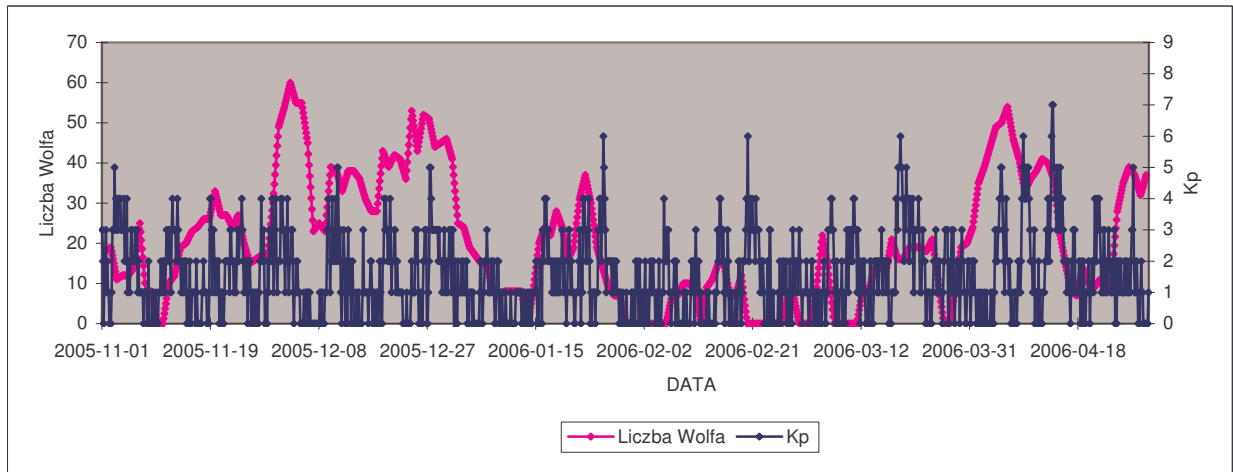
Przedstawiając takie wartości TVEC dla całego badanego okresu, to mimo celowej słabej czytelności dobowej, wyraźnie uwidacznia się sezonowa prawidłowość (rys. III.2.3.f) – wyraźny wzrost średnich wartości TEC od początku marca. Natomiast występowanie dobowych zmian podczas nocy i dnia polarnego świadczy, że jakkolwiek odległość zenitalna Słońca jest głównym czynnikiem wpływającym na wartości TEC to nie jedynym.

Aby wykluczyć, inne niż zmiana deklinacji Słońca, przyczyny nagłej zmiany średnich wartości TEC dla Hornsundu, podaję również jeden ze wspomnianych wcześniej wskaźników, Kp (*niem. planetarische Kennziffer*) [SPIDR, 2006]. Kp jest to globalny wskaźnik wskazujący na potencjalne występowanie burz magnetycznych. Jego skala zawiera się od 0 („cisza”) do 9 (maksimum, średnio czterokrotnie podczas cyklu 11 letniego – opis pełnej skali na http://www.sel.noaa.gov/NOAA_scales/#GeomagneticStorms). Podaje też dobowe wskaźniki określające aktywność słoneczną (*ang. sunspot number*), [SIDC, 2006] – wartości porównaj do rys. IV.1.e. Wskaźniki potwierdzają sezonowy charakter pokazany na rysunku IV.2.b.

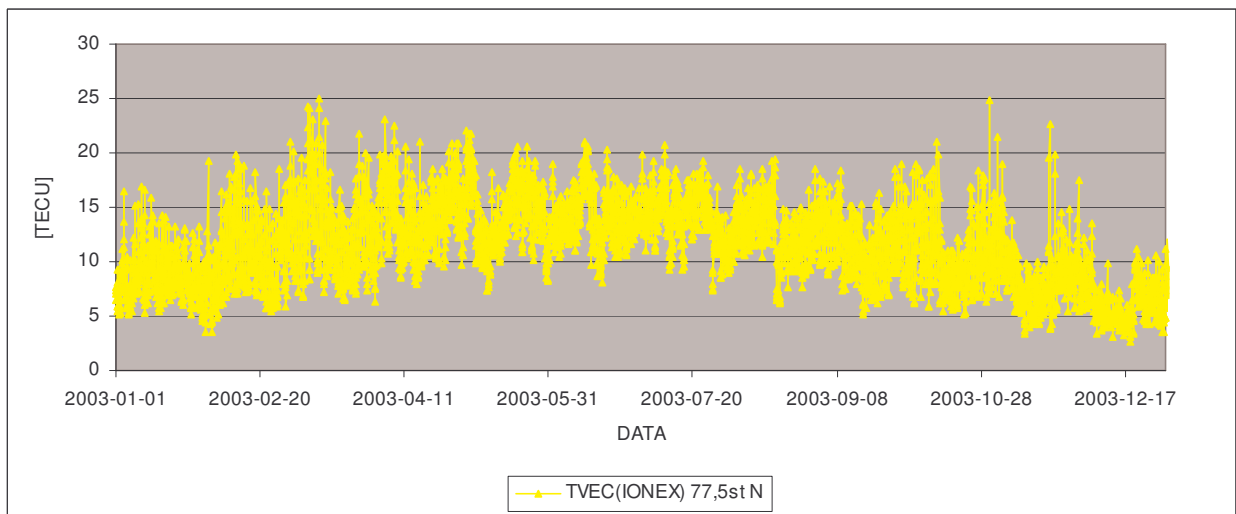
Pełną zmienność w cyklu rocznym pokazuje kolejny rysunek IV.2.d. Wartości wzięte z „produktu”/wyniku IGS (kombinacja wyników AC). Potwierdza on wcześniejsze przypuszczenia.



Rys. IV.2.b TVEC dla stacji ASTR (GPS)



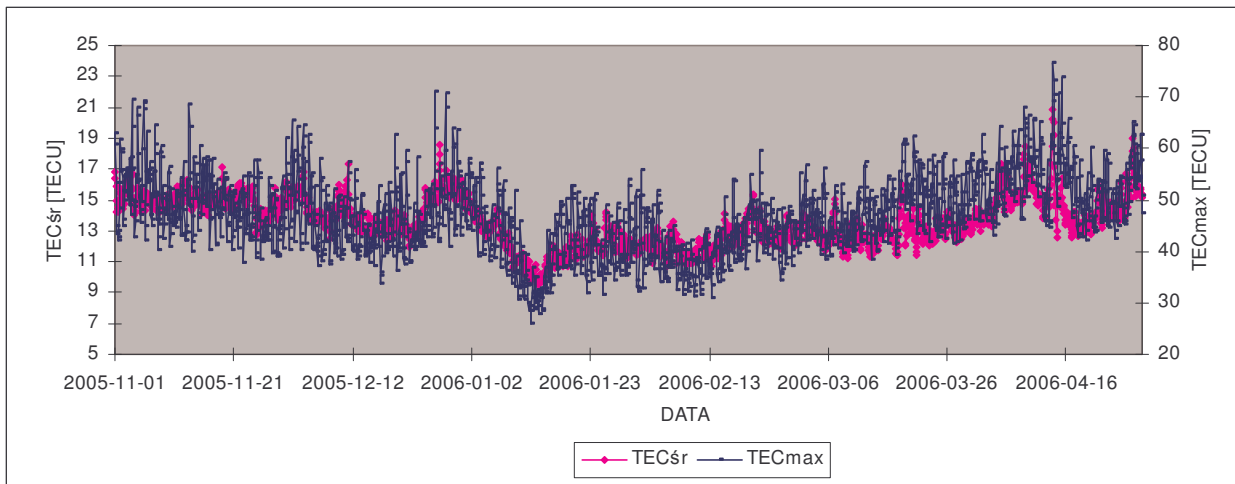
Rys. IV.2.c Liczba Wolfa (określająca aktywność Słoneczną) oraz Kp (wskazująca na ewentualne burze magnetyczne)



Rys. IV.2.d Roczny cykl zmian TEC dla szerokości 77° na przykładzie 2003 roku. Na podstawie IONEX IGS.

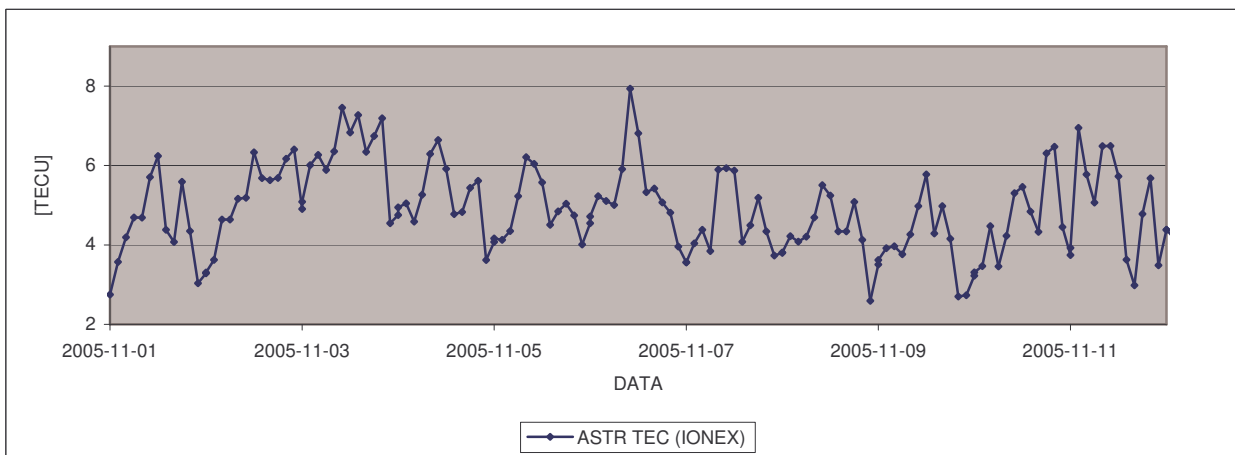
Analizując podobne zależności dla innych szerokości geograficznych widać, że taka sezonowa zmienność (wraz ze zmianą deklinacji Słońca) dotyczy również „nie polarnych szerokości”. Dla większych szerokości zmiany te są, podobnie jak dla ASTR, dość płynne.

Odchodząc trochę od tematu, pewnym pomysłem, zamiast korzystać z indeksów/wskaźników geomagnetycznych jest skorzystanie ze średnich wartości TEC dla całej Ziemi. Są to wzięte, po prostu, współczynniki C_{00} z rozwinięcia TEC w szereg harmonicznych sferycznych globalnych map jonosfery (wzór IV.1.4.1.a) - przedstawienie CODE. Ponadto przedstawiam chwilowe maksymalne wartości, które mogłyby być takim wskaźnikiem, ale z oczywistych powodów tylko dla stref równikowych (największe wartości). Występuje wyraźna „zgodność” pomiędzy obiema wartościami.



Rys. IV.2.e Średnia oraz maksymalna wartość TEC dla Ziemi (na podstawie GIM CODE, odstępy dwugodzinne)

Jednak przeanalizowanie (wizualne, bez żadnych testów matematycznych) dwóch burz magnetycznych (X-XI.2003, widocznych na rys. IV.2.d, $K_p=9$, $A_p=400nT$) wskazuje na niską czułość „średniej globalnej” (duża bezwładność, ale pewne zmiany są zauważalne), co uzasadnia istnienie wielu geomagnetycznych wskaźników. Za to da się dojrzeć korelacje z liczbą Wolfa (rys. IV.2.c i rys. IV.2.e).



Rys. IV.1.f ASTR TEC (na podstawie IONEX'ów)

Na koniec przedstawiam jeszcze dobowe zmiany dla ASTR (IONEX). Interpolacja (wg IV.1.3.1.c) nie jest konieczna, „śmiało” można wziąć wartości z najbliższego narożnika ($B=77,5^\circ$; $L=15^\circ$), zwłaszcza różnica długości, ze względu na dużą szerokość i stałe odstępki siatki, jest zaniedbywalna. Różnice dla badanego okresu nie są większe niż 0,3TECU (dla największej obserwowanej anomalii – koniec roku 2005, zazwyczaj do 0,1TECU).

Rysunek IV.2.f potwierdza, że wspomniany model Klobuchara (zakładający minimalną wartość 9,2 TECU – wzór IV.1.4.1.d) jest zupełnie nieodpowiedni dla dużych szerokości.

ROZDZIAŁ V

RUCH WIEKOWY

Geodezyjne badanie lokalnych ruchów skorupy Ziemi stanowi szczególną rolę w poznawaniu dynamiki planety. Daje ono ilościowy opis zjawiska, wraz z charakteryzującymi jakością tych danych błędami, co jest istotną informacją przy interpretacji wyników. W większości przypadków, chcąc wykryć jakieś przemieszczenia w stosunkowo krótkim czasie (w stosunku do wieku Ziemi), metody geodezyjne jako jedyne znajdują zastosowanie. Obecne technologie pozwalają na wyznaczanie pozycji punktów z subcentymetrową dokładnością nie tylko w układach lokalnych, lecz także w globalnym układzie odniesienia.

Jedną z najbardziej spektakularnych informacji, którą można uzyskać z opracowania obserwacji stacji jest jej ruch wiekowy w globalnym układzie odniesienia. Oczywiście sprawą jest, że czas obserwacji (6 miesięcy) jest **ZDECYDOWANIE** za krótki.

V.1 MODELE RUCHU PŁYT TEKTONICZNYCH (PLATE KINEMATIC MODELS)

Istnieje wiele modeli przedstawiających ruch wielkich jednostek tektonicznych.

Modele te powstają z danych:

geofizycznych:

na podstawie badań tempa rozrostu dna oceanicznego, azymutów uskoków transformujących, danych dotyczących trzęsień Ziemi, anomalii magnetycznych itp.

NUVEL-1, NUVEL-1A, NNR-NUVEL1, NNR-NUVEL1A

geodezyjnych i kosmicznych (VLBI, SLR, GPS):

APKIM (Actual Plate Kinematic Model)

Poniżej pokrótce opisuję tylko wybrane

Model NUVEL1 powstał na podstawie danych anomalii magnetycznych z 3 milionów lat. Ponowne przebadanie materiałów, wyznaczenie nowej magnetycznej skali czasu oraz udoskonalenie technik pomiarowych, doprowadziło do powstania modelu NUVEL1A, gdzie średnia prędkość jest 4,4% mniejsza niż w NUVEL1 (średni ruch płyt z obserwacji VLBI i SLR jest około 6% mniejszy niż w modelu NUVEL1). W obu tych modelach przyjęto płytę Pacyfiku za nieruchomą. Modele NNR-NUVEL1 i NNR-NUVEL1 są uwolnione od obrotu sieci w sensie Tisseranda (No Net Rotation, wypadkowy moment pędu wszystkich płyt wynosi zero).

Model NNR-NUVEL1A jest standardem dla ITRF, jednak nie w pełni spełnia ważne założenie co do braku obrotu sieci względem litosfery. Jest on niewielki $0,0000012^\circ/\text{rok}$, jednak jest o rząd większy od rozdzielczości wiekowych badań ruchu bieguna. Przedstawiono zatem nowy model NNR-NUVEL1B [Shuanggen J. i in. 2004].

HS3-NUVEL1 - względne prędkości płyt z modelu NUVEL1, realizacja układu oparta na 11 tzw. „plamach gorąca” położonych na 4 płytach (6 plam na Pacyfiku, 3 na płycie Nazca, 1 Am. Pn., 1 Am. Pd). Ruch płyt względem „plam gorąca” z 5,8 mln lat (HS2 3,2 mln lat).

APKIM jest modelem wyprowadzonym na podstawie aktualnych technik pomiarowych – geodezyjnych, satelitarnych i kosmicznych. Drewes i in. (2001) twierdzą, że dzięki temu mogą mieć lepszą zgodność z aktualnym ruchem niż te wyprowadzone na podstawie informacji sprzed tysiący i milionów lat. Zawiera on ponadto informacje dla regionalnych stref deformacji (m. in. rejon Morza Śródziemnego, Andy, Kalifornię). APKIM jest dość zgodny z modelem NNR-NUVEL1A jednak są pewne odstępstwa np. dla stacji w Azji (stąd w modelu APKIM są ustanowione wartości niezależnie dla Europy i Azji) oraz dla okolic granic płyt.

WYZNACZENIE PRĘDKOŚCI Z MODELU

Ruch płyty (podział Ziemi na płyty przedstawia rysunek V.1.a) w takich modelach przedstawiony jest za pomocą wektorów obrotu. Podane są albo współrzędne geograficzne Φ , Λ bieguna rotacji oraz prędkość kątowna obrotu Ω , albo prędkości kątowe wokół osi geocentrycznego układu kartezjańskiego (oś Z – biegun północny). Dane dla płyty Euroazjatyckiej przedstawia tabela V.1.a

Tab. V.1.a Prędkości płyty Euroazjatyckiej w poszczególnych modelach [wg Geodis, 2006, UNAVCO, 2006, Shuanggen, 2004]

MODEL	Φ [°]	Λ [°]	Ω [°/1000lat]	ω_x [rad/1000lat]	ω_y [rad/1000lat]	ω_z [rad/1000lat]
NUVEL-1	61,070	274,180	0,899	0,000560	-0,007570	0,013720
NNR-NUVEL-1	50,600	247,600	0,240	-0,001010	-0,002460	0,003250
NUVEL-1A	61,066	-85,819	0,859	0,000529	-0,007235	0,013123
NNR-NUVEL-1A	50,631	247,725	0,234	-0,000981	-0,002395	0,003153
APKIM2000,0	57,900	262,900	0,259	-0,000297	-0,002381	0,003826
NNR-NUVEL-1B	50,806	-111,889	0,234	-	-	-
HS3-NUVEL1	61,901	-106,526	-0,205	-	-	-
HS2-NUVEL1A	44,800	-121,900	-0,090	-	-	-

Na podstawie tych danych w prosty sposób można policzyć prędkości liniowe punktów o znanych współrzędnych φ , λ :

$$d\varphi/dt \text{ [°/1000lat]} = \Omega \cdot \cos(\Phi) \cdot \sin(\lambda - \Lambda) \quad (V.1.a)$$

$$d\lambda/dt \text{ [°/1000lat]} = \Omega \cdot [\sin(\Phi) - \cos(\lambda - \Lambda) \cdot \tan(\varphi) \cdot \cos(\Phi)]$$

lub wstawiając współrzędne kartezjańskie, geocentryczne (w 1000km):

$$V_x \text{ [mm/rok]} = \omega_y \cdot z - \omega_z \cdot y$$

$$V_y \text{ [mm/rok]} = \omega_z \cdot x - \omega_x \cdot z$$

$$V_z \text{ [mm/rok]} = \omega_x \cdot y - \omega_y \cdot x$$

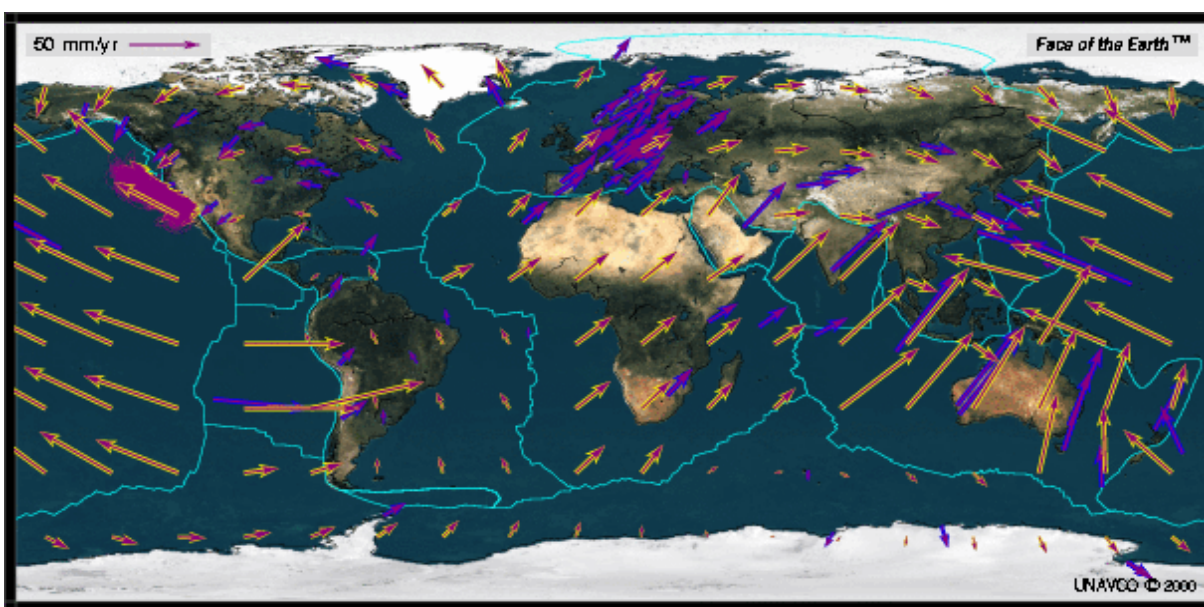
(V.1.b)

Do przeliczenia pomiędzy prędkościami w układzie geocentrycznym i lokalnym służy wzór:

$$[V_x \ V_y \ V_z] = [V_N \ V_E \ V_U] \cdot \begin{bmatrix} -\sin\varphi \cos\lambda & -\sin\lambda & \cos\varphi \cos\lambda \\ -\sin\varphi \sin\lambda & \cos\lambda & \cos\varphi \sin\lambda \\ \cos\varphi & 0 & \sin\varphi \end{bmatrix} \quad (\text{V.1.c})$$

ZGODNOŚĆ MODELI Z OBSERWACJAMI GNSS

Na rysunku V.1.a przedstawione są wyznaczone prędkości stacji na podstawie wieloletnich obserwacji satelitarnych (kolor fioletowy), prędkości modelowe (NNR-NUVEL1A, kolor żółty) i podział na płyty tektoniczne. Wskazuje on na dużą zgodność prędkości modelowych z obserwowanymi. Jednak globalne rozwiązania nie uwzględniają regionalnych i lokalnych odstępstw, nie zawierają też danych dotyczących składowych pionowych.



Rys. V.1.a Podział świata na płyty kontynentalne. Prędkości stacji GNSS (fioletowe) i modelowe (NNR-NUVEL1A, żółte) (http://sps.unavco.org/crustal_motion/dxdt/)

V.2 RUCH STACJI W HORNSUNDZIE

Poniżej przedstawiam obliczone modelowe prędkości oraz wyznaczone z obserwacji satelitarnych zarówno dla stacji ASTR (kombinacja równań normalnych dobowych rozwiązań pozycyjnych z 6 miesięcy obserwacji) oraz NYAL (prędkość wyznaczona z wieloletnich obserwacji w ramach sieci IGS). W ten sposób chciałbym zasignalizować możliwość badania ewentualnych lokalnych ruchów w obrębie Spitsbergenu. Takie zróżnicowanie jest dość prawdopodobne biorąc pod uwagę niedaleką odległość od strefy ryftowej, aktywność sejsmiczną także liczne uskoki tektoniczne w obrębie wyspy [Moskalik, 2005]. Korzystne jest tutaj usytuowanie stacji po obu „końcach” wyspy.

Jak widać prędkości modelowe nieznacznie się różnią (w przypadku czterech ostatnich duża różnica spowodowana jest opisanym wcześniej innym układem odniesienia).

Tab. V.2.a Przybliżone współrzędne stacji ASTR i NYAL

Stacja	B [°]	L [°]	X [m]	Y [m]	Z [m]
ASTR	77,00	15,54	1386564	385625	6192855
NYAL	78,93	11,87	1202431	252627	6237768

Tab. V.2.b Modelowe oraz obliczone prędkości dla stacji ASTR i NYAL

Model	ASTR			NYAL		
	N [mm/rok]	E [mm/rok]	U [mm/rok]	N [mm/rok]	E [mm/rok]	U [mm/rok]
ITRF2000	14	12		14	10	
APKIM2000,0	14	11		14	10	
ITRF2000	14	12		14	11	
NNR-NUVEL 1	13	15		14	13	
NNR-NUVEL 1A	13	14		14	13	
NNR-NUVEL-1B	13	14		14	13	
NUVEL 1	47	29		48	23	
NUVEL 1A	45	28		46	22	
HS2-NUVEL1A	-5	-7		-5	-6	
HS3-NUVEL1A	-9	-10		-9	-9	
IGS				14	10	6
GPS	I	30	24	20		
	II	32	8	-37		

Prędkości wyznaczone na podstawie obserwacji dla stacji ASTR odbiegają znacznie od modelowych. Przedstawiam wyniki kilku podejść do problemu wyznaczenia prędkości. Nie służą one „szukaniu odpowiednich ustawień”, podaję je, aby raczej podkreślić niezbyt dobrą jakość wyznaczonych współrzędnych. Szczególnie wrażliwa na takie zabiegi jest składowa pionowa, oraz składowa w pierwszym wertykale (prawdopodobnie z powodu słabej geometrii rozwiązywanej sieci). W tabeli podane są dwa rozwiązania, pierwsze (I) gdy prędkości wszystkich stacji przyjęte są za znane, a drugie (II), gdy tylko prędkość stacji NYAL jest stała. [Hugentobler i in., 2006] podają, że w przypadku gdy dysponuje się krótszym okresem obserwacyjnym, warto określać tylko składowe poziome (przez odpowiednie nałożenie warunków). W tym przypadku ta poprawa nie jest wyraźna. Podają także, że dla określania prędkości stacji odpowiedni jest, co najmniej roczny okres.

ZAKOŃCZENIE

Przedstawione w pracy rezultaty świadczą o wielorakim zastosowaniu stacji satelitarnych. Pokazują również jak w prosty, automatyczny i prosty sposób można uzyskiwać wyniki dotyczące wybranych dziedzin Nauk o Ziemi.

Należy w tym miejscu silnie podkreślić niekorzystny wpływ stosunkowo krótkiego czasu obserwacji, oczywisty w przypadku próby wyznaczenia prędkości stacji, a także istotny w badaniach tropo- i jonosferycznych. Dysponowanie dłuższym okresem obserwacyjnym mogłoby pokazać roczne, sezonowe, dobowe i inne charakterystyczne prawidłowości. W takim przypadku potrzebny jest jednak minimum dwuletni okres obserwacji.

Przedstawione w rozdziale pierwszym rezultaty dotyczące wielodrożności sygnału pokazują konieczność zmiany lokalizacji stacji. Nie ma ona wprawdzie większego wpływu na wyznaczenia pozycyjne jednak dla obserwacji w trybie RTK i DGPS może mieć istotne znaczenie. Ponadto każda przerwa w rejestracji obciąża wyniki ZTD, także dla innych stacji (w przypadku opracowywania niezbyt licznej sieci). Stąd apel o zmianę lokalizacji, nawet kosztem ciągłości obserwacji.

Większość wyników dotyczących atmosfery (neutralnej i zjonizowanej) potwierdza oczekiwane, charakterystyczne rezultaty dla strefy polarnej – przewaga zmian sezonowych (niestety, jak to podkreślałem, nie można mówić tu o regularnych zmianach sezonowych) nad dobowymi - łatwo tłumaczone zjawiskiem dnia i nocy polarnej na tej szerokości geograficznej.

Mając na uwadze, że w Hornsundzie prowadzi się również badania środowiskowe innymi technikami (meteorologia, jonosonda) permanentna stacja satelitarna jest ich doskonałym uzupełnieniem.

Większość wykonanych przeze mnie obliczeń to rutynowe czynności Centrów Analiz globalnych/regionalnych sieci satelitarnych, takich jak IGS/EPN. Możliwość włączenia do nich stacji w Hornsundzie omówiona jest w załączniku D.

LITERATURA

- Adamek A. (2005)
„Badanie dynamiki lodowców i struktur geologicznych na Spitsbergenie geodezyjnymi metodami klasycznymi i satelitarnymi. Praca dyplomowa-magisterska, Warszawa, 2005
- AIUB (2006)
<http://www.aiub.unibe.ch/ionosphere.html>
- AUSPOS (2006)
<http://www.ga.gov.au/geodesy/sgc/wwwgps/>
- Belehaki A., Jakowski N. (2002)
“Comparison of ionospheric ionization measurements over Athens using ground ionosonde and GPS derived TEC values”
<http://www.ursi.org/Proceedings/ProcGA02/papers/p0758.pdf>
- Brockmann E., Guerova G., Troller M. (2001)
„Swiss Activities in Combining GPS with Meteorology”
www.euref-ag.net/symposia/book2001/2_6.pdf
- Dach R., Fridez P., Hugentobler U. (2004)
“Bernese GPS Software Version 5.0 Tutorial”
http://www.bernese.unibe.ch/docs/Bernese_Tutorial.pdf
- Drewes H., Angermann D., (2001)
„The Actual Plate Kinematic and Crustal Deformation Model 2000 (APKIM2000) as a Geodetic Reference System”
http://dgfi2.dgfi.badw-muenchen.de/dgfi/DOC/2001/DS_APKIM.pdf
- Geodis (2006)
<http://dgfi2.dgfi.badw-muenchen.de/geodis>
- GSFC (2006)
Goddard Space Flight Centre
<http://modelweb.gsfc.nasa.gov/>
http://gcmd.nasa.gov/records/UNAVCO_NNR_Plate_Motion_Calc.html
- Gurtner W. (2001)
“Reciver INdependent EXchange”
<http://www.ngs.noaa.gov/CORS/Rinex2.html>
- HMO (2006)
Hermanus Magnetic Observatory
<http://www.hmo.ac.za/Tecmapping.htm>
- Hernandez-Pajares M., (2004)
“IGS Ionosphere WG Status Report”
ftp://ftp.unibe.ch/aiub/igs2004/Atmosphere_Ionosphere/FRAM1_Hernandez.pdf
- Hofmann-Wellenhof B., Lichtenegger H., Collins J., (2001)
“GPS Theory and practice” 5th Edition, SpringerWienNewYork
- Hornsund (2006)
<http://hornsund.igf.edu.pl/jono2.html>
<http://hornsund.igf.edu.pl/index.php>
- HS3-NUVEL1 (2006)
<http://www.wooster.edu/geology/bjordan/pmmGG2002.htm>
- Hugentobler, U., Dach R., Fridez P. i in.,(2006),
„Bernese GPS Software Version 5.0 DRAFT“
<http://www.bernese.unibe.ch/docs/DOCU50draft.pdf>
- IGS (2006)
<http://igscb.jpl.nasa.gov>
- Kruczyk M. (2000)
“Comparison of IVW determining using GPS and radio sounding results” Reports on Geodesy no. 8 (54),
- Kruczyk M. (2002)
“Badanie metod wyznaczania zawartości pary wodnej w troposferze z obserwacji GPS w kontekście zastosowań praktycznych” Rozprawa doktorska, Politechnika Warszawska 2002
- Kruczyk M., Liwosz T., Rogowski J. B. (2001)
„On accuracy of IWW determination”
www.epncb.oma.be/_newsmails/workshops/EPNLACWS_2001/IWV.pdf
- Kryński J., Zanimonskiy Y. (2001)
“Contribution of data from polar regions to the investigation of short term geodynamics. First results and perspectives”

- <http://www.geoscience.scar.org/geodesy/ags01/zanimonskiy.pdf>
- Liwosz, T. (2005)
„System automatycznego opracowania obserwacji GPS dla użytkowników indywidualnych, Rozprawa doktorska, Politechnika Warszawska, 2005
<http://ogpsp.gik.pw.edu.pl/>
- Moskalik M. (2005)
„Propagacja fal sejsmicznych naturalnych trzęsień ziemi w rejonie marginalnej strefy szelfu Morza Barentsa w nawiązaniu do modeli skorupy ziemskiej w tym rejonie” Praca magisterska UW
- MSLM (2006)
Modified Single Layer Model
<http://www.aiub.unibe.ch/ionosphere/mslm.pdf>
- NRS CSRS (2006)
Natural Resources Canada, Canadian Spatial Reference System
<http://fcgis1.geod.nrcan.gc.ca/csrstciEN>
- Paros J., Yilmaz M. (2002)
“Broadband Meteorological Sensors Co-located with GPS Receivers for Geophysical and Atmospheric Measurements”
<http://www.paroscientific.com/pdf/BroadbandSensors.pdf>
- Pratt D. (2001)
“Problems with the tectonic plates” <http://ourworld.compuserve.com/homepages/dp5/lowman.htm#sp>
- Rothacher M., Mervart L i in.,(1996)
Bernese GPS Software Version 4.0
http://facility.unavco.org/software/processing/bernese/docu/docu_index.html
- Russia's Weather (2006)
<http://meteo.infospace.ru/>
- Shuanggen J., Wenyao Z. (2004)
“A revision of the parameters of the NNR-NUVEL-1A plate velocity model”
Journal of Geodynamics 38 (2004) 85–92
http://www.gmat.unsw.edu.au/snap/publications/jin_etal2004c.pdf
- Schaer S., Gurtner W., Feltens J., (1998)
„IONEX: The IONosphere Map EXchange, Format Version 1”
<ftp://igsceb.jpl.nasa.gov/igsceb/data/format/ionex1.pdf>
- SEC (2006)
Space Environment Center
<http://www.sec.noaa.gov>
- Schaer S. (1999)
“Mapping and Predicting the Earth's Ionosphere Using the Global Positioning System”
<ftp://ftp.unibe.ch/aiub/papers/ionodiss.pdf>
- SIDC (2006)
Solar Influences Data Analysis Center
<http://sidc.oma.be>
- SMIS (2006)
Space Monitoring Information Support laboratory (Rosja)
<http://smis.iki.rssi.ru/welcome.html>
- SPIDR (2006)
Space Physic Interactive Data Resources
<http://clust1.wdcb.ru/spidr/>
- Tablice (2002)
Tablice Fizyczno - Astronomiczno wyd. Adamantan 2002.
- TEQC (2006)
<http://facility.unavco.org/software/teqc/teqc.html>
- Troller M. (2004)
„GPS based Determination of the Integrated and Spatially Distributed Water Vapor in Troposphere”
Geodatisch-geophysikalische Arbeiten in der Schweiz Vol. 67
<http://e-collection.ethbib.ethz.ch/cgi-bin/show.pl?type=diss&nr=15513>
- UNAVCO (2006)
http://sps.unavco.org/crustal_motion/dxdt/model/
- xRapS (2006)
http://www.geoima.de/software/xraps/e_xraps.html

INFORMACJE TECHNICZNE DOTYCZĄCE STACJI W HORNSUNDZIE

DZIAŁA CIĄGLE OD 01.11.2005.

OBSŁUGIWANA PRZEZ ZAKŁAD BADAŃ POLARNYCH I MORSKICH INSTYTUTU GEOFIZYKI PAN

1. Identyfikacja punktu

Nazwa: ASTR (nazwa tymczasowa, robocza)

Płyta tektoniczna: Euroazjatycka

Przybliżone współrzędne:

X [m] : 1386564,0

Y [m] : 385625,1

Z [m] : 6192855,5

Szerokość : 77°00'05,636" N

Długość : 15°32'31,483" E

Wysokość elipsoidalna: 44,0 m

2. Dane dot. odbiornika GNSS

Typ : LEICA GRX1200

Rejestrowane sygnały : GPS

Numer seryjny : 456660

Maska [°] : 10/0 od 1.III.2006

3. Dane anteny GNSS

Typ : LEIAT504

Wysokość nad punktem

(do podstawy anteny [m]): 0,0560

4. Oprogramowanie

GPS Spider v 1.5 - Leica Geosystems

KRÓTKI OPIS OPRACOWANIA OBSERWACJI

Podaje kolejne (wybrane) kroki obliczeń oraz lokalizacje poszczególnych plików wynikowych (na dołączonej płycie CD). Tu **nie** ma podanych poszczególnych ustawień programu. Ten załącznik służy do tego, żeby zainteresowany Czytelnik znalazł odpowiednie pliki z interesującymi go danymi (katalog ASTR), które powstały w trakcie opracowania danych.

Oznaczenia

www - 4 cyfrowy numer tygodnia GPS; d - dzień tygodnia (0-6 Nd; 7-plik tygodniowy); ddd - 3 cyfrowy numer roku DOY (Day Of Year); yyyy - rok; ??? - 4 literowy skrót nazwy stacji

0. Przygotowanie plików:
 - a. ASTR\STA\ASTRCRD.CRD współrzędne a priori
 - b. ASTR\STA\ASTRVEL.VEL prędkości a priori
 - c. ASTR\STA\ARIEBLQ.BLQ Obliczenie współczynników efektu obciążeniowego oceanów (patrz załącznik C)
 - d. ASTR\STA\extract.sta Dane dotyczące stacji, odbiornika, anteny, wysokości anteny.
1. Przedstawienie pseudo graficzne (pliki ASCII) obserwacji: ile stacji obserwowało danego satelitę, ilość widocznych satelitów dla danej stacji i in. ASTR\OUT\RXGRAddd0.OUT, ASTR\GRAPAddd0.SMC
2. Ekstrapolacja współrzędnych na dany dzień: ASTR\STA\APRyyddd.CRD
3. Import obserwacji do formatu programu:
 ASTR\OBS\????ddd0.CZH ASTR\OBS\????ddd0.CZO obserwacje kodowe
 ASTR\OBS\????ddd0.PZH ASTR\OBS\????ddd0.PZO obserwacje fazowe
4. Przejście z ICRF na ITRF ASTR\ORB\IGSyddd.TAB ASTR\ORB\IGSyddd.CLK
5. Wyznaczenie elementów oskulacyjnych orbity: ASTR\ORB\IGSyddd.STD
6. Synchronizacja zegarów odbiorników
7. Utworzenie wektorów (pierwsze różnice obserwacji):
 ASTR\OBS\??xddd0.PSH ASTR\OBS\??xddd0.PSO obserwacje fazowe
 Gdzie ?? oznacza dwie pierwsze litery pierwszej stacji a xx drugiej stacji.
8. Wykrycie i naprawa utraty cykli w obserwacjach fazowych
9. „Wstępne” obliczenie i zapisanie residuów obserwacji fazowych
 ASTR\OUT\EDTyddd.RES
 ASTR\OUT\RMSyddd.LST - rozkład residuów w zależności od wielkości
10. Pierwsze rozwiązanie:
 ASTR\STA\FLTyyddd.CRD - współrzędne
 ASTR\ATM\FLTyyddd.TRP - ZPD
11. Wyznaczenie nieoznaczoności i zapisanie ich do plików obserwacyjnych
12. Końcowe rozwiązanie. Zapisanie równań normalnych: ASTR\SOL\FIXyyddd.NQ0
13. Zapisanie końcowych dobowych rozwiązań:
 ASTR\STA\FINyyddd.CRD - współrzędnych
 ASTR\ATM\FINyyddd.TRP - ZPD
14. Utworzenie równań normalnych, zawierających tylko informacje o współrzędnych ASTR\SOL\REDDyddd.NQ0
15. Kombinacja równań normalnych i obliczenie końcowych współrzędnych (ASTR\STA\FINAL.CRD) oraz wyznaczenie prędkości stacji (ASTR\STA\FINAL.VEL) ze wszystkich dni, oraz z wybranych (patrz rozdział II) dni (odpowiednio FINALW.CRD i FINALW.VEL)

UŻYTE OPROGRAMOWANIE ORAZ ŹRÓDŁA DANYCH

Bernese v. 5.0, MsExcel oraz programy do porządkowania danych tekstowych oraz pobierania danych autorstwa D. Próchniewicza (za co tutaj dziękuję).

Dane

Oznaczenia takie jak w załączniku B

Dane obserwacyjne ze stacji Hornsund
<ftp://sersat.gik.pw.edu.pl>

Dane obserwacyjne ze stacji odniesienia
<ftp://cddis.gsfc.nasa.gov/gps/data/daily/2005/ddd/05o/????ddd0.yyo>

Efemerydy
<ftp://igsb.jpl.nasa.gov/igsb/product/www/IGSwwwd.sp3>

EOP
<ftp://igsb.jpl.nasa.gov/igsb/product/www/IGSwww7.ERP>

Stan jonosfery (format Bernese/IONEX)
<ftp://ftp.unibe.ch/aiub/CODE/yyyy/CODwwwd.ION>
<ftp://cddis.gsfc.nasa.gov/pub/products/yyyy/ddd/igsgddd0.yyi.Z>

Dane stacji IGS
ftp://ftp.unibe.ch/aiub/BSWUSER/STA/IGS_00_R.CRD
ftp://ftp.unibe.ch/aiub/BSWUSER/STA/IGS_00_R.VEL

Inne (informacje dotyczące satelitów, stałych fizycznych i in.)
<ftp://ftp.unibe.ch/aiub/CODE/yyyy/P1P2yymm.DCB>
<ftp://ftp.unibe.ch/aiub/CODE/yyyy/P1C1yymm.DCB>
<http://www.aiub.unibe.ch/download/BSWUSER50/GEN>

Obliczenie współczynników modelu efektu obciążeniowego pływów oceanicznych
<http://www.oso.chalmers/~loading>

Efemerydy planetarne JPL DE200
http://ssd.jpl.nasa.gov/eph_info.html

ZTD
ftp://cddis.gsfc.nasa.gov/pub/products/trop_new/yyyy/ddd/????ddd0.yyzpd.gz
<ftp://cddis.gsfc.nasa.gov/pub/products/www/trop/????www.zpd.Z>

Dane meteorologiczne z Hornsundu
Zakład Badań Polarnych i Morskich Instytutu Geofizyki PAN

Załącznik D

PODSTAWOWE WYMAGANIA DOTYCZĄCE STACJI NALEŻĄCYCH DO IGS/EPN
 oraz analiza możliwości włączenia stacji Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie
 (stan na 12.01.2006, na podstawie <http://igsch.jpl.nasa.gov> oraz <http://www.epncb.oma.be>)

NIEZBĘDNE (STRICTLY REQUIRED)

WYMAGANIA IGS	HORNSUND
ODBIORNIK	
śledzenie kodu oraz fazy (L1 i L2) (non-AS & AS)	TAK
wymagane typy obserwacji: L1, L2, P2 oraz C1 lub P1	TAK (C1, L1, D1, S1, P2, L2, D2, S2)
jednoczesne śledzenie co najmniej 8 satelitów	TAK
"próbkiowanie" 30s lub mniej	TAK
śledzenie satelitów co najmniej od 10° nad horyzontem	TAK
synchronizacja czasu ± 1 ms (dla każdej epoki)	TAK
ANTENA	
parametry centrum fazowego anteny muszą znajdować się pliku ftp://igsch.jpl.nasa.gov/pub/station/general/igs_01.pcv	NIE DOTYCZY
spoziomowana i zorientowana na północ	TAK/NIE
przymocowana na sztywno (ruch <0,1mm)	TAK
mimośród anteny (NETU do KARP) ma być pomierzony i odnotowany w nagłówkach RINEX'ów z dokładnością ≤1 mm. Nie może być większy niż 5 metrów	TAK
RADOMIE (KOPUŁKA)	
zaleca się unikanie stosowania kopułek, chyba że jest to konieczne do prawidłowego funkcjonowania (warunki atmosferyczne, bezpieczeństwo anteny, zwierzęta). W takim przypadku musi być podana dane dot. centrum fazowego muszą być podane dla zestawu antena+kopułka	TAK
DATA FILES (DANE)	
Zbieranie danych, komunikacja z odbiornikiem, kontrola danych, transmisja do DC powinny być zautomatyzowane	NIE Brak odpowiedniego klucza sprzętowego do GPS Spider
Dane obserwacyjne oraz efemerydy pokładowe do DC w formacie RINEX wersja 2.00 lub późniejsza.	TAK

DODATKOWE (Additionally desired)

ODBIORNIK	
"all-in-view" tracking	TAK
śledzenie 3° nad horyzontem i niżej	TAK
Wyposażenie w urządzenia podtrzymujące w przypadku braku prądu	TAK
Obserwacje sygnału GLONASS	NIE
Dołączenie obserwacji S1 i S2 do dobowych RINEX'ów	TAK
ANTENA	
preferowane anteny typu Dorne-Margolin oraz "choke ring"	TAK
Zalecane aby ARP montowana dokładnie nad punktem	TAK
INNE	
Precyzyjne instrumenty meteorologiczne	TAK
Zalecane użycie programów pozwalających na automatyczną kontrolę jakości danych (quality check), przed przesłaniem ich do DC	BRAK DANYCH
Obsługujący stację powinien mieć możliwość dotarcia do niej stosunkowo szybko (dla odległych stacji zalecane jest dublowanie obserwacji)	TAK
Zalecany format RINEX wersja 2.10	TAK
Pewne źródła prądu i komunikacji (zalecany Internet)	TAK
Odpowiednie fizyczne zabezpieczenie w zależności od potrzeb (ogrodzenie)	TAK/NIE
Dodatkowe instrumenty: SLR, VLBI, DORIS, grawimetr absolutny lub nadprzewodnikowy, mareograf	NIE
Stacja musi działać nieprzerwanie	???
Operator (agencja) musi mieć zdolność do ewentualnych napraw lub ulepszeń stacji (sprzęt i oprogramowanie)	???
PODEST (MONUMENT)	
Lokalizacja powinna być na stabilnym regionalnym bloku skorupy, z dala od aktywnych uskoków lub innych źródeł deformacji, osiadania	TAK
Lokalizacja powinna być na stabilnym, trwałym podłożu, preferowane wychodnie skalne	TAK
Lokalizacja powinna mieć odkryty horyzont (powyżej 5°)	NIE
Lokalizacja NIE powinna mieć nadmiernej interferencji radiowej	TAK
Lokalizacja NIE powinna mieć w otoczeniu przedmiotów mogących wpływać na wielodrożność sygnału	NIE
Lokalizacja NIE powinna mieć nadmiernych wibracji naturalnych i/lub sztucznych	TAK

INNE WYMAGANIA: Stacje działające w Europie **muszą** najpierw **przystąpić do EPN**

Załącznik E

DANE METEOROLOGICZNE DLA WYBRANEGO OKRESU, DLA HORNSUNDU I TROMSO
 [Russia's Weather, 2006]

DATA	Godzina [UT]	T [°C]	p(O) [hPa]	p (h) [hPa]	Hr [%]	WD	WS [m/s]	C [%]
HORNSUND								
25.XII.05	0	-3,4	1016	1014	85	E (100°)	6	80
	12	-4,4	1019	1017	93	N (20°)	1	90
	18	-0,9	1017	1015	95	SW (220°)	7	100
26.XII.05	6	0,1	1011	1010	95	W (250°)	3	100
	12	0,3	1007	1006	94	W (260°)	3	100
	18	0,6	1000	998	83	W (250°)	8	100
27.XII.06	0	0,4	1001	999	72	W (270°)	9	30
	6	-0,1	999	998	75	W (250°)	9	10
	12	-1,6	1002	1000	60	W (280°)	14	80
28.XII.05	18	-3,2	1004	1003	59	W (290°)	14	80
	0	-5,4	1012	1010	77	W (290°)	14	100
	12	-8,6	1021	1020	63	N (20°)	1	90
29.XII.05	18	-5,8	1022	1020	58	E (80°)	5	100
	0	-2,9	1021	1020	90	E (100°)	5	100
	12	1,1	1022	1020	88	W (280°)	2	80
	18	0,7	1019	1018	86	E (70°)	2	100
TROMSO								
25.XII.05	0	-5,4	1010	995	92	SW (220°)	2	40
	12	-6,3	1022	1007	92	W (250°)	1	60
	18	-5,7	1027	1012	92	SW (210°)	2	40
26.XII.05	0	-5,7	1030	1015	93	SW (220°)	2	80
	6	-6,6	1030	1015	90	SW (220°)	2	10
	12	-3,2	1029	1014	76	SW (210°)	6	40
27.XII.06	18	-1,9	1028	1014	67	S (200°)	6	50
	0	-0,8	1028	1014	82	S (190°)	7	...
	6	0,5	1027	1013	84	S (200°)	6	50
28.XII.05	12	1,9	1028	1014	76	S (190°)	6	90
	18	1,6	1029	1014	87	S (190°)	5	90
	6	2,7	1030	1015	77	S (200°)	4	60
29.XII.05	12	1,6	1030	1016	84	S (190°)	3	10
	18	-0,1	1030	1015	90	S (200°)	1	60
	6	-1,3	1028	1014	63	S (200°)	6	0
29.XII.05	12	-4	1028	1014	70	SW (210°)	3	0
	18	-4,8	1027	1012	64	S (200°)	6	...

T - temperatura
 p(0) - ciśnienie zredukowane do poziomu morza
 p(h) - ciśnienie notowane w stacji meteorologicznej
 Hr - wilgotność względna
 WD - kierunek wiatru
 WS - prędkość wiatru
 C - zachmurzenie

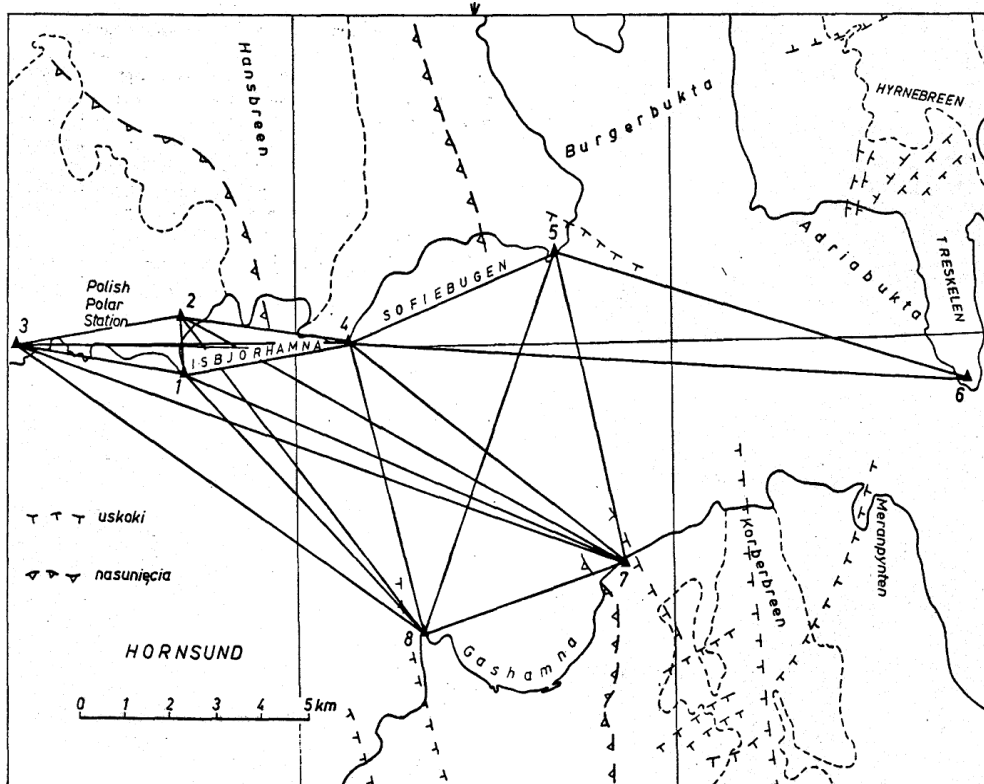
POLIGON GEODYNAMICZNY W REJONIE HORNSUNDU (POMIAR W ROKU 2005)

Załącznik ten zawiera opis pomiaru poligonu geodynamicznego z sierpnia 2005 roku. Jest to praca zespołu: Janusz Walo, Artur Adamek, Andrzej Pachuta, Kinga Węzka, Zbigniew Malinowski, Marcin Rajner. Podane są wyniki obliczeń oraz porównanie ich z poprzednimi pomiarami z roku 1988 i roku 2003.

Zamieszczenie tych pomiarów w tej pracy podyktowane jest koniecznością istnienia klarownego opisu co do kampanii pomiarowej, sesji obserwacyjnych, wysokości anten, poziomu odniesienia (w przypadku redukcji odległości z roku 1988), użytego sprzętu dla ewentualnych dalszych badań nad tym poligonem. Literatura do tego rozdziału zawiera pozycje opisujące poprzednie pomiary. Zmiana technologii pomiarowej, a także zastrzeżenia, co do pomiaru sprzed dwóch lat (opis niżej) skłaniają do zaproponowania pomiaru z roku 2005 za wyjściowy do dalszych badań. Stąd, zamieszczam to w załączniku mimo braku bezpośredniego związku z tematem pracy.

Badany poligon znajduje się w pobliżu Polskiej Stacji Polarnej Zakładu Instytutu Geofizyki Polskiej Akademii Nauk, na Spitsbergenie. Założony został podczas wizyty w 1988 roku. Punkty znajdują się po obu brzegach fiordu Hornsund. Istnieje bowiem hipoteza, że południowa część fiordu nie jest połączona z brzegiem północnym, tzn. jest oddzielną wyspą [Adamek A. 2005, Pachuta A. 1988]! Hipoteza ta dotąd jest niewyjaśniona. Pomiary geodezyjne wsparte innymi naukami mogą dać odpowiedź na tą odważną teorię. Zostanie ona pewnie zweryfikowana przez następne stulecia nie tylko z powodu rozwoju nauki i techniki, lecz także z powodu stopienia się zamykającego fiord lodowca Horn, którego zasięg zmniejsza się bardzo szybko.

POMIAR W ROKU 1988



Rys. 1. Odległości pomierzone w 1988 roku wg [Pachuta A., 1988]

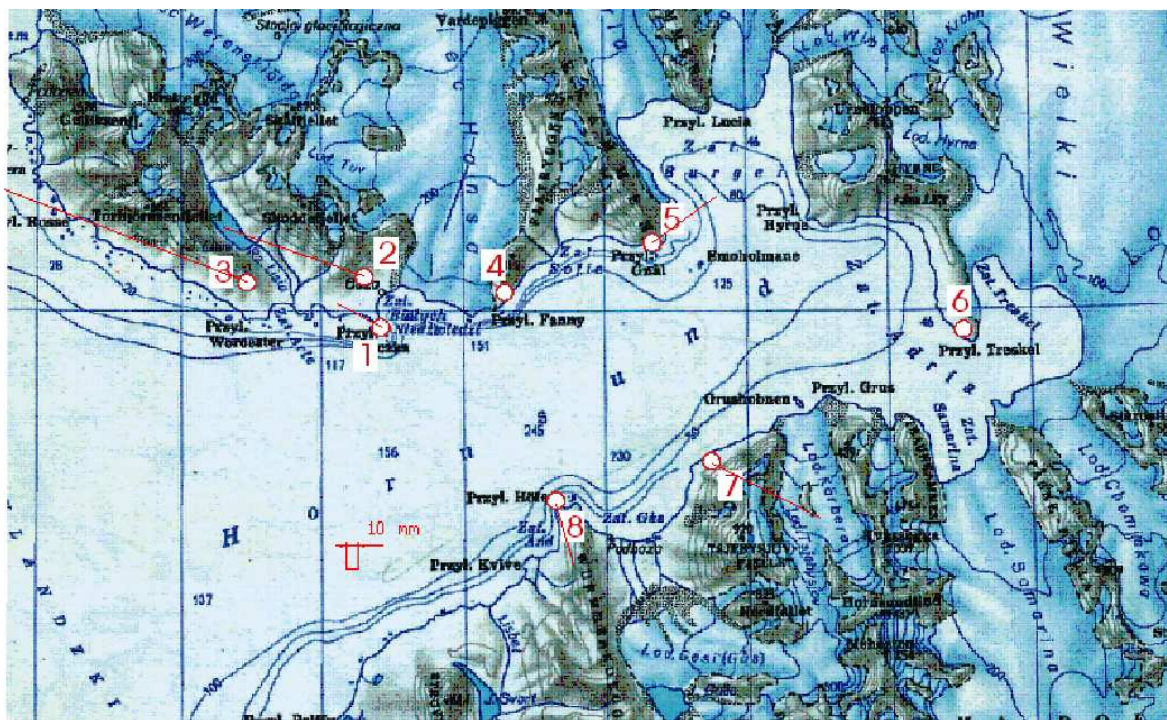
Wybór miejsca, a także sama stabilizacja zostały wykonane bardzo starannie. Poligon składa się z 8 punktów, są to:

- | | | | |
|-------------|--------------|--------------|----------------|
| 1. WILCZEK | 2. BAZA | 3. REVDALEN | 4. FANNYPYNTEN |
| 5. GNALODEN | 6. TRESKELEN | 7. RASSTUPET | 8. HOFERPYNTEN |

Również pierwotny pomiar ('88) został wykonany z należytą uwagą. Jednakże nie dysponowano ówczesnie odbiornikami satelitarnymi, więc pomiar został wykonany **metodami klasycznymi**. Rozmieszczenie punktów oraz pomierzone odległości przedstawia rys. 1.

POMIAR W ROKU 2003

W 2003 przeprowadzony powtórny pomiar sieci geodynamicznej [Adamek A., 2005] (z wyłączeniem punktu 6 - Treskelen), tym razem metodami satelitarnymi. W obawie przed wpływem wielodrożności sygnału zdecydowano się ustawiać **anteny na statywach**. Jest to błędne postępowanie (wspomina o tym sam autor). W sieciach geodynamicznych zależy nam na względnych milimetrowych dokładnościach. Rezygnując z wymuszonego centrowania popełnia się dodatkowo znaczny błąd, nie bez znaczenia są także często wiejące silne wiatry w fiordzie. Błąd powodowany odbiciem od podłoża, można wyeliminować poprzez stosowanie odpowiednich anten lub ekranów, natomiast odbić od gór nie wyeliminuje nawet najwyższy statyw. Poza tym dysponując bardzo licznymi obserwacjami, można numerycznie osłabić wpływ tego błędu. Wyniki pomiarów z roku 2003 porównano z pomiarami z roku 1988. Wyniki przemieszczeń miały charakter radialny, a także wartości tych wektorów były dość duże (Rys. 2.). Po obliczeniu współczynnika zmiany skali (**+2,4 ppm**), oraz ponownym wyznaczeniu wartości przemieszczeń (po przeskalowaniu) okazało się, że wartości samych przemieszczeń są rzędu błędów pomiarowych stąd nie było podstaw do stwierdzenia względnych ruchów punktów poligonu (ze względu na duże błędy średnie nie można także mówić o braku ruchu!).



Rys. 2. Otrzymane wartości i kierunki przemieszczeń pomiędzy pomiarami w latach 2003 i 1988 wg [Adamek A., 2005]]

Prowadzi to do wniosku, że obserwacje (być może oba pomiary) były obciążone błędem systematycznym (z wyciąganiem takich wniosków też trzeba uważać, gdyż rzeczywiste ruchy mogą czasem być zaskakujące i nie można twierdzić, że to błąd pomiarowy). Trudno wnioskować, czym powodowany był ten błąd.

Jednakże jego wpływ na tym poziomie dokładności uniemożliwia interpretację porównań ciągów pomiarowych.

NIE MOŻNA robić porównań pomiędzy **przeskalowanymi współrzędnymi**. Wyznaczając współczynnik skali z wyników całej sieci, przeskalowana sieć się „rozmywa” i „gubi się” rzeczywiste wartości przemieszczeń. Należałoby przeprowadzić głębsze analizy doszukując się przyczyn błędów systematycznych.

POMIAR W ROKU 2005

W 2005 przeprowadzono kolejny pomiar. Wprowadzie okres od poprzedniego pomiaru był stosunkowo krótki, to jednak ze względu na wysoką dokładność względnych pomiarów satelitarnych przeprowadzenie pomiaru jest w pełni uzasadnione.

Zespół pomiarowy dysponował:

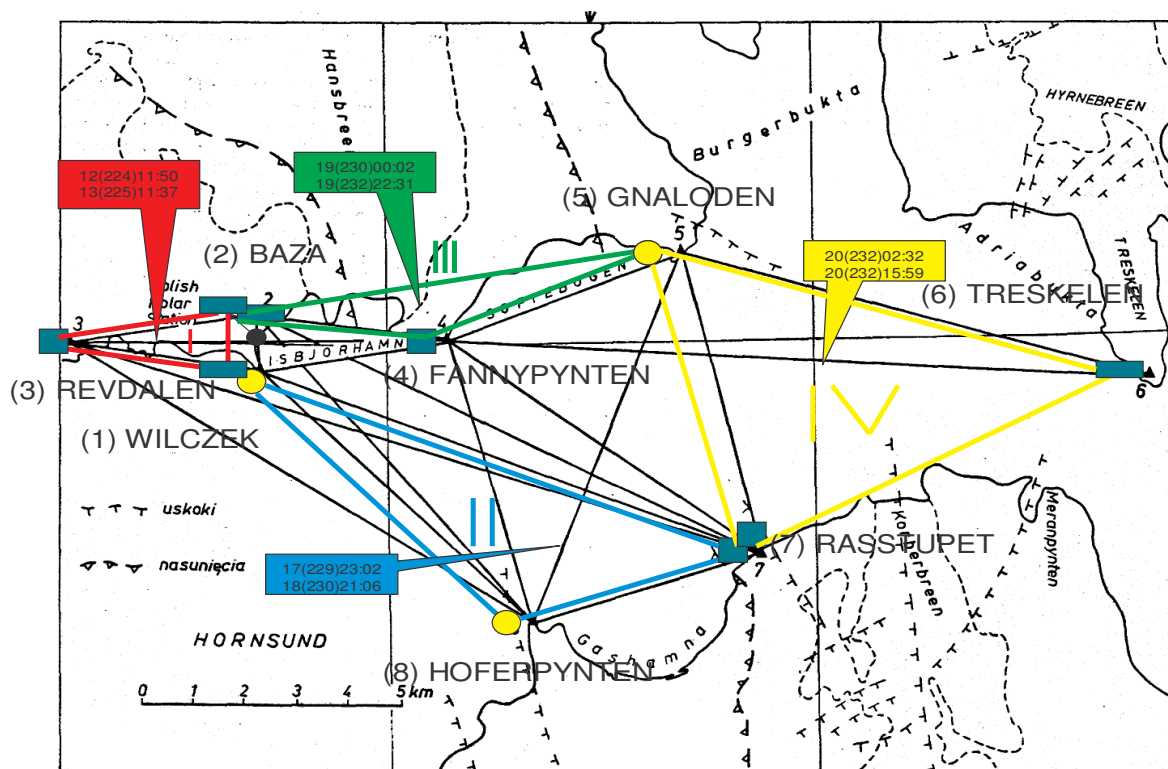
Trzema odbiornikami: LEICA GRX1200 (numer 456660), LEICA GRX1200 (457811), TRIMBLE4700 (20224420)

Trzema antenami: LEIAT1202, LEIAT1202, TRM33429.00-GP

a także niezbędnymi źródłami zasilania, kablami, pionownikami, spodarkami, transportem (należy tutaj podkreślić pomoc członków Polskiej Stacji Polarnej).

Pomiar odbył się w 4 sesjach, opisane poniżej oraz przedstawione na rys. 4. wraz z datami oraz godzinami wspólnych momentów rejestracji dla sesji.

Sesja	Punkty obserwowane	Wysokości anten [m ARP] DOY
1	WILC(1)-BAZA(2)-REVD(3)	(0.000;0.000;0.197) 224 225
2	WILC(1)-RASS(7)-HOFE(8)	(0.000;0.197;0.133) 229 230
3	BAZA(2)-FANN(4)-GNAL(5)	(0.000;0.195;0.135) 230 231
4	GNAL(5)-TRES(6)-RASS(7)	(0.135;0.004;0.197) 232



Rys. 3. Sesje pomiarowe w roku 2005. Żółte kółko oznacza odbiornik Trimble'a. W dymkach podano czasy wspólnych obserwacji: Kolejny dzień sierpnia, DOY, czas UT. Wykorzystano podkład z publikacji [Pachuta A. 1988] za zgodą autora.

Anteny stawiano **bezpośrednio** na punkcie lub na spodarce, korzystając z **wymuszonego centrowania** (Rys. 4.). Okazało się jednak, że antena na punkcie 7 RASS (pomiar w dniu 229-230), była przewrócona. Przeprowadzono szereg analiz (w Trimble Total Control, Bernese), starając się określić moment, w którym nastąpiło zdarzenie. Zdecydowano się na skrócenia czasu obserwacji do godz. 8:45. Zdecydowany ruch anteny nastąpił o godzinie 8:55 UT (TTC), jednak skoro antena była niezbyt dobrze ustawiona możliwe jest, że już wcześniej występował niewielki ruch oscylacyjny, na co wskazuje rozwiązanie kinematyczne (Bernese). Stąd też wdarła się niepewność, co do stabilności punktu od samego początku pomiaru (nie wykryte w TTC ze względu na znaczną różnicę wielkości ruchu przed i po 8:55). Innymi testami było porównanie wyznaczonych długości na podstawie współrzędnych (wyniki w dalsze części) oraz porównanie ich między sobą oraz z wartościami z roku 2005.

Sugerowanie się poprzednimi wynikami jest pewnym nadużyciem (zwłaszcza, że poszukujemy ruchu!), natomiast odrzucenie 9 godzin obserwacji znacznie osłabia konstrukcję geometryczną (zwłaszcza punkt 8).

Autorzy zdecydowali się na wersję pomijającą całkowicie obserwacje danego dnia (tak jak sąd domniema niewinność, tak my nie mamy prawa brać obserwacji, co do której nie mamy pewności). Dla formalności, a także dla zaspokojenia ciekawości Czytelnika podane są dwie wersje wyników (oznaczone jako **C** - całość oraz **BR** - czyli **bez** obserwacji na punkcie **RASS** w dniu 229-230).

Formaty plików DAT i EPH (Trimble) oraz MDB (Leica) przekonwertowano w pliki tekstowe w formacie RINEX (Receiver INdependent EXchange).

Obliczenia przeprowadzone były w programie Trimble Geomatics Office.



Rys. 4 GNALODEN, FANYPYNTEN, HOFERPYNTEN, RASSTUPET (fot. autorów)

Wyniki porównano do danych z poprzednich pomiarów [Pachuta A. i in., 2003]. Przedstawia je tabela nr 1.

Tab. 1. Pomierzone długości w poszczególnych latach. Wszystkie wartości podane są w metrach.

L.P.	BOK	NAZWA	1988	2003	2005C	2005BR	2003-1988	2005BR-1988	2005BR-2003
1	2-4	BAFA	3811,890	3811,898	-	-	0,0080	-	-
2	2-7	BARA	11012,561	11012,574	-	-	0,0130	-	-
3	4-7	FARA	7676,994	7676,990	-	-	-0,0040	-	-
4	4-5	FAGN	4907,848	4907,854	4907,8370	4907,8370	0,0060	-0,0110	-0,0170
5	3-1	REWI	3625,533	3625,543	3625,5281	3625,5281	0,0100	-0,0049	-0,0149
6	2-1	BAWI	756,003	756,004	755,9922	755,9922	0,0010	-0,0108	-0,0118
7	5-7	GNRA	6408,213	6408,215	6408,2091	6408,2091	0,0020	-0,0039	-0,0059
8	3-7	RERA	14190,108	14190,171	-	-	0,0630	-	-
9	1-7	WIRA	10604,172	10604,177	10604,1553	10604,1553	0,0050	-0,0167	-0,0217
10	3-8	REHO	10897,073	10897,093	-	-	0,0200	-	-
11	3-2	REBA	3425,714	3425,715	3425,7117	3425,7117	0,0010	-0,0023	-0,0033
12	4-1	FAWI	3746,132	-	-	-	-	-	-
13	3-4	REFA	7237,076	7237,107	-	-	0,0310	-	-
14	6-5	TRGN	9418,267	-	9418,2614	9418,2614	-	-0,0056	-
15	6-4	TRFA	13761,723	-	-	-	-	-	-
16	4-8	FAHO	6260,519	-	-	-	-	-	-
17	5-8	GNHO	8146,628	-	-	-	-	-	-
18	1-8	WIHO	7659,865	-	7659,8417	7659,8417	-	-0,0233	-
19	2-8	BAHO	8279,928	-	-	-	-	-	-
20	7-8	RAHO	4589,116	-	4589,1096	4589,1096	-	-0,0064	-

Tabela zawiera odległości zredukowane na poziom morza. Przedstawione zostały tylko „bezpośrednio” pomierzone długości (tzn. pomierzone dalmierzem, i obliczone ciężki - trudno mówić o całkowicie bezpośrednich pomiarach). Aby nie obarczać odległości z roku 2005 błędami redukcji do obliczenia odległości na poziomie morza przyjęto oryginalne wysokości punktów wyznaczonych metodą niwelacji trygonometrycznej w roku 1988 [Pachuta A., 1988]:

Tab. 2. Wysokości punktów wg [2]

Nr	Nazwa	Wysokość [m]
1	Wilczek	10,0
2	Baza	16,0
3	Revdalen	24,0
4	Fannypynten	25,7
5	Gnaloden	5,0
6	Treskelen	32,8
7	Rasstupet	20,0
8	Hoferpynten	16,5

Skorzystano z wzoru:

$$S_0 = \left(\sqrt{s^2 - \Delta H^2 \left(1 - \frac{s^2}{4(R+H)^2} \right)} - \Delta H \frac{s}{2(R+H)} \right) \cdot \frac{R}{R+H} \quad (1)$$

gdzie S_0 - odległość na poziomie morza, s - odległość skośna pomiędzy centrami punktów, R - średni promień krzywizny - dla Hornsundu przyjęto 6397412 m, ΔH - różnica wysokości ($H_K - H_P$), $H = H_P$.

Mając dane odległości skośne z roku 1988 oraz poprzez odwrócenie wzoru (1), a także po konsultacji z autorem [Pachuta A., 1988], upewniono się, że różnice powodowane błędami redukcji są znikome (<0,5 mm) w stosunku do samych redukcji (tabela 3).

Tab. 3. Porównanie odległości skośnych (centr-centr) pomiędzy pomiarami 1988 i 2003. 1988 [2] oznacza wartość odległości z publikacji [Pachuta A., 1988] a 1988 (1) wartość obliczoną z przez odwrócenie wzoru (1) korzystając z wysokości zawartych w tab. 2). Wszystkie wartości podane są w metrach.

L.P.	BOK	NAZWA	1988 (1)	1988 [2]	1988(1)-1988[2]	2005C	2005BR	2005BR-1988 (1)
1	2-4	BAFA	3811,9148	3811,915	-0,0002	-	-	-
2	2-7	BARA	11012,5927	11012,593	-0,0003	-	-	-
3	4-7	FARA	7677,0235	7677,023	0,0005	-	-	-
4	4-5	FAGN	4907,9034	4907,903	0,0004	4907,8924	4907,8924	-0,0110
5	3-1	REWI	3625,5697	3625,570	-0,0003	3625,5648	3625,5648	-0,0049
6	2-1	BAWI	756,0283	756,028	0,0003	756,0175	756,0175	-0,0108
7	5-7	GNRA	6408,2431	6408,243	0,0001	6408,2392	6408,2392	-0,0039
8	3-7	RERA	14190,1574	14190,157	0,0004	-	-	-
9	1-7	WIRA	10604,2016	10604,202	-0,0004	10604,1849	brak	-
10	3-8	REHO	10897,1101	10897,110	0,0001	-	-	-
11	3-2	REBA	3425,7341	3425,734	0,0001	3425,7318	3425,7318	-0,0023
12	4-1	FAWI	3746,1754	3746,175	0,0004	-	-	-
13	3-4	REFA	7237,1043	7237,104	0,0003	-	-	-
14	6-5	TRGN	9418,3359	9418,336	-0,0001	9418,3303	9418,3303	-0,0056
15	6-4	TRFA	13761,7878	13761,788	-0,0002	-	-	-
16	4-8	FAHO	6260,5464	6260,546	0,0004	-	-	-
17	5-8	GNHO	8146,6498	8146,650	-0,0002	-	-	-
18	1-8	WIHO	7659,8836	7659,884	-0,0004	7659,8603	7659,8600	-0,0236
19	2-8	BAHO	8279,9490	8279,949	0,0000	-	-	-
20	7-8	RAHO	4589,1304	4589,131	-0,0006	4589,1240	brak	-

Ostatnia kolumna wskazując na błędy systematyczne (kurczenie się świata w nadzwyczajnym tempie jest mało prawdopodobne!).

Tab. 4. Odległości zredukowane na poziom morza. 2003 - odl. z tab. 1, 2003' odległości „odskałowane”. Wszystkie wartości podane są w metrach.

L.P.	BOK	NAZWA	2003	2005BR	2005BR-2003	2003·2,4ppm	2003'	2005BR-2003'
1	2-4	BAFA	3811,898	-	-	0,0091	3811,8889	-
2	2-7	BARA	11012,574	-	-	0,0264	11012,5476	-
3	4-7	FARA	7676,990	-	-	0,0184	7676,9716	-
4	4-5	FAGN	4907,854	4907,8370	-0,0170	0,0118	4907,8422	-0,0053
5	3-1	REWI	3625,543	3625,5281	-0,0149	0,0087	3625,5343	-0,0062
6	2-1	BAWI	756,004	755,9922	-0,0118	0,0018	756,0022	-0,0100
7	5-7	GNRA	6408,215	6408,2091	-0,0059	0,0154	6408,1996	-
8	3-7	RERA	14190,171	-	-	0,0341	14190,1369	-
9	1-7	WIRA	10604,177	10604,1553	-0,0217	0,0255	10604,1515	0,0038
10	3-8	REHO	10897,093	-	-	0,0262	10897,0668	-
11	3-2	REBA	3425,715	3425,7117	-0,0033	0,0082	3425,7068	0,0050
12	4-1	FAWI	-	-	-	-	-	-
13	3-4	REFA	7237,107	-	-	0,0174	7237,0896	-
14	6-5	TRGN	-	9418,2614	-	-	-	-
15	6-4	TRFA	-	-	-	-	-	-
16	4-8	FAHO	-	-	-	-	-	-
17	5-8	GNHO	-	-	-	-	-	-
18	1-8	WIHO	-	7659,8417	-	-	-	-
19	2-8	BAHO	-	-	-	-	-	-
20	7-8	RAHO	-	4589,1096	-	-	-	-
			[vv]	0,0012		[vv]	0,0002	

Analizując wyniki tab. 1. widać, że różnice 2003–1988 są znacznie mniejsze od tych dla ostatniego pomiaru. Jednak, gdy „odskalujemy” wartości odległości z roku 2003 przez opisany w pracy współczynnik 2,4 ppm, okazują się one znacznie **bliższe** naszemu pomiarowi (Tab. 4), co potwierdza wcześniejsze domniemania, co do różnic pomiędzy rokiem 1988 i 2003, 2005 spowodowanych błędem systematycznym. Potwierdza to także konieczność głębszej analizy przyczyn tych różnic chcąc porównywać wyniki z rokiem 1988 (jest to cenny materiał ze względu na długi okres, jaki upłynął od tamtego pomiaru).

Porównywanie odległości mierzonych jest najbardziej naturalne.

Na końcu podane są także współrzędne wyrównane w układzie WGS84 (2003, 2005), porównania odległości obliczonych ze współrzędnych wyrównanych (2003, 2005), a także zestawione z nimi odległości skośne z pomiaru bezpośredniego (1988, 2005).

Podczas obliczeń, powstał jeszcze jeden ciekawy problem:

Obliczone zostały również współrzędne punktów w układzie ITRF00 na epokę 18.08.2005. Obliczenia przeprowadzone były w programie Bernese, używając jako stacji odniesienia Ny Alesund, Tromso, Hoefn (Islandia).

Okazało się, że pomimo bardzo starannego liczenia (uwzględniono wiele subtelnych efektów) to ich jedyną wartością są same współrzędne w globalnym układzie odniesienia.

Dla celów geodynamicznych, dla sieci rzędu 15 kilometrów **wystarczające** jest standardowe opracowanie np. w TGO (pomiaru względne na małym obszarze niwelują tutaj wpływ takich efektów jak niedokładności satelitów, wpływ refrakcji troposferycznej, wpływ pływów skorupy Ziemi, efektów obciążeniowych pływów oceanicznych itd.) natomiast **duże odległości** do stacji odniesienia (200, 1000, 1800 km) **zniekształcają** wzajemne relacje położenia punktów samego poligonu. Ponadto problematyczne jest uwzględnianie wszystkich efektów w sesjach, które trwały trochę jednego, trochę następnego dnia, ze względu na standardy IGS i jej centrów analiz, które podają dobowe rozwiązania.

Takie współrzędne **NIE** mogą służyć do celów geodynamicznych (stąd dla uniknięcia pomyłek ich nie podano).

PODSUMOWANIE

Ze względu na duże błędy pomiarowe w roku 2003 (12,9 mm [Adamek A., 2005 str. 66]), trudno prognozować ruch (oczywiście tamten pomiar też jest bardzo cenny, jednak dla dłuższego odstępu czasowego). Natomiast, co było już podkreślane, porównania z rokiem 1988 nie można przeprowadzić tylko w oparciu o statystykę i najbardziej wyszukane transformacje, jest to problem wciąż **do rozwiązania**.

Stąd wniosek, aby ewentualne pomiary odnosić do pomiaru 2005 (oczywiście nie tylko dlatego, że są to pomiary autorów niniejszej pracy), chyba że rozwiązany zostanie „problem roku 1988”, i wtedy ze względu na długi okres czasu, porównania powinny się odbywać do tamtej epoki.

Literatura:

1. Adamek A., Badanie dynamiki lodowców i struktur geologicznych na Spitsbergenie geodezyjnymi metodami klasycznymi i satelitarnymi. Praca dyplomowa-magisterska, Warszawa, 2005
2. Pachuta A., Pierwsza wyprawa Wydz. GiK PW na Spitsbergen, Przegląd Geodezyjny 1989, No 4-5 (18-21), Warszawa 1989
3. Pachuta A., Adamek A., Piskorz M., Sagan M. „SPITSBERGEN 2003 Wykonanie prac związanych z badaniem geodynamiki na obszarze wokół fiordu Hornsund” pokaz programu PowerPoint

Współrzędne geocentryczne w układzie WGS84 dla epok pomiarowych 2003' i 2005. Wartości podane są w metrach.

Nr	2003'			2005C			2005BR			2005C-2005BR		
	X	Y	Z	X	Y	Z	X	Y	Z	ΔX	ΔY	ΔZ
1	1387158,9946	385820,5935	6192711,5031	1387158,8794	385820,5545	6192710,9995	1387158,8772	385820,5538	6192710,9991	0,0022	0,0007	0,0004
2	1386490,2749	385513,6440	6192885,2108	1386490,2199	385513,6324	6192884,9459	1386490,2190	385513,6321	6192884,9458	0,0009	0,0003	0,0001
3	1387385,2004	382206,8931	6192898,1388	1387385,1542	382206,8872	6192897,9046	1387385,1533	382206,8870	6192897,9046	0,0009	0,0003	0,0000
4	1385584,5278	389216,3308	6192865,5724	1385584,5277	389216,3308	6192865,5725	1385584,5277	389216,3308	6192865,5725	0,0000	0,0000	0,0000
5	1382824,0293	393260,2810	6193202,5958	1382823,9820	393260,2617	6193202,3812	1382823,9843	393260,2626	6193202,3822	-0,0023	-0,0009	-0,0010
6	-	-	-	1382657,1535	402661,5807	6192661,7608	1382657,1606	402661,5835	6192661,7647	-0,0071	-0,0029	-0,0039
7	1388275,9723	396327,2976	6191811,5126	1388275,9843	396327,3085	6191811,5731	1388275,9941	396327,3124	6191811,5783	-0,0097	-0,0039	-0,0052
8	1390752,2001	392476,1108	6191500,5531	1390752,1807	392476,1078	6191500,5122	1390752,1768	392476,1062	6191500,5119	0,0039	0,0017	0,0003

UWAGA: Porównywanie współrzędnych 2003' i 2005 nie ma sensu, gdyż zostały wyrównane z innymi warunkami, zadbane tylko aby zgadzały się wysokości elipsoidalne

Zestawienie odległości skośnych

Odległość		Odległości ze współrzędnych geocentrycznych (po wyrównaniu)						Długości pomierzone		
		2003	2005C	2005BR	2005C-2003	2005BR-2003	2005BR-2005C	2005C	2005BR	1998
1	2	756,0280	756,0186	756,0174	-0,0094	-0,0107	-0,0012	756,0175	756,0175	756,028
	3	3625,5803	3625,5655	3625,5651	-0,0148	-0,0152	-0,0003	3625,5648	3625,5648	3625,570
	4	3746,1600	3746,1678	3746,1675	0,0077	0,0075	-0,0003	-	-	3746,175
	5	8624,5027	8624,5020	8624,5012	-0,0007	-0,0015	-0,0008	-	-	-
	6	-	17432,3872	17432,3882	-	-	0,0010	-	-	-
	7	10604,1715	10604,1865	10604,1918	0,0150	0,0203	0,0053	10604,1849	-	10604,202
	8	7659,8588	7659,8618	7659,8602	0,0031	0,0014	-0,0017	7659,8603	7659,8600	7659,884
	2	3	3425,7350	3425,7319	3425,7318	-0,0031	-0,0032	-0,0001	3425,7318	3425,7318
4	3811,9094	3811,9062	3811,9063	-0,0031	-0,0030	0,0001	3811,9053	3811,9053	3811,915	
5	8576,2739	8576,2655	8576,2653	-0,0084	-0,0086	-0,0002	8576,2673	8576,2673	-	
6	-	17572,5450	17572,5463	-	-	0,0013	-	-	-	
7	11012,5677	11012,5690	11012,5743	0,0013	0,0066	0,0053	-	-	11012,593	
8	8279,9292	8279,9173	8279,9147	-0,0119	-0,0145	-0,0026	-	-	8279,949	
3	4	7237,1057	7237,0989	7237,0989	-0,0068	-0,0068	0,0000	-	-	7237,104
	5	11961,3695	11961,3579	11961,3578	-0,0116	-0,0117	-0,0001	-	-	-
	6	-	20995,3384	20995,3396	-	-	0,0012	-	-	-
	7	14190,1393	14190,1371	14190,1415	-0,0022	0,0022	0,0044	-	-	14190,157
8	10897,0989	10897,0851	10897,0829	-0,0138	-0,0160	-0,0022	-	-	10897,110	
4	5	4907,8987	4907,8946	4907,8941	-0,0041	-0,0046	-0,0004	4907,8924	4907,8924	4907,903
	6	-	13761,7514	13761,7526	-	-	0,0012	-	-	13761,788
	7	7675,9862	7675,9923	7675,9985	0,0060	0,0123	0,0063	-	-	7677,024
	8	6260,5336	6260,5249	6260,5209	-0,0086	-0,0126	-0,0040	-	-	6260,546
5	6	-	9418,3279	9418,3296	-	-	0,0017	9418,3303	9418,3303	9418,336
	7	6408,2280	6408,2332	6408,2400	0,0052	0,0121	0,0068	6408,2392	6408,2392	6408,243
	8	8146,6413	8146,6305	8146,6250	-0,0108	-0,0163	-0,0055	-	-	8146,650
6	7	-	8509,8227	8509,8236	-	-	0,0009	8509,8234	8509,8234	-
	8	-	13062,2287	13062,2258	-	-	-0,0029	-	-	-
7	8	4589,1219	4589,1234	4589,1211	0,0016	-0,0008	-0,0023	4589,1240	brak	4589,130