Fundusze Europejskie dla Rozwoju Społecznego
Rzeczpospolita Polska
Dofinansowane przez Unię Europejską

Politechnika Świętokrzyska
Wydział Inżynierii Środowiska,
Geodezji i Energetyki Odnawialnej

Kierunek studiów:
Geodezja i Kartografia

Ihor Romanyszyn

Materiały dydaktyczne do przedmiotu

OPRACOWANIE I INTERPRETACJA POMIARÓW GNSS

opracowane w ramach realizacji Projektu
„**Dostosowanie kształcenia w Politechnice Świętokrzyskiej do potrzeb współczesnej gospodarki**”
FERS.01.05-IP.08-0234/23

Kielce, 2025

Spis treści

1. Wpływ atmosfery ziemskiej na pomiary satelitarne GNSS 3
1.1. Szczegółowa budowa atmosfery ziemskiej 3
1.2. Kodowa i fazowa metoda pomiaru pseudoodległości 5
1.3. Źródła błędów w pomiarach GNSS 9
2. Opóźnienie jonosferyczne 11
3. Opóźnienie troposferyczne 15
Model Hopfielda 17
Model Saastamoinena 20
4. Meteorologia GNSS 22
5. Literatura 26

Materiały dydaktyczne objęte licencją Creative Commons BY 4.0.

Licencja dostępna pod adresem: https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/

1. Wpływ atmosfery ziemskiej na pomiary satelitarne GNSS

1.1. Szczegółowa budowa atmosfery ziemskiej

Orbity satelitów GNSS, w zależności od systemu GNSS, mają wysokości około 20 200 km. Sygnał radiowy, od satelity GNSS do odbiornika GNSS, przechodzi przez warstwy atmosfery ziemskiej.

Atmosfera (z gr. *atmos* - para, powietrze i *sphaira* - kula) ziemska to mieszanina gazów otaczająca Ziemię. Mieszanina ta nazywa się powietrzem. Powietrze składa się w 78% z azotu, 21% z tlenu, 1% - wodoru, helu, metanu, argonu, eonu, kryptonu. Są to składniki stałe do wysokości około 100 km. W skład powietrza wchodzą też para wodna, dwutlenek węgla, ozon i inne aerozole. Są to zmienne składniki uzależnione od czasu i przestrzeni.

Atmosfera ziemska jest wewnętrznie zróżnicowana. Jak pokazano na rysunku 1 wyróżnia się 5 warstw (sfer) rozgraniczonych cienkimi warstwami przejściowymi zwanymi pauzami. Poszczególne sfery mają różną gęstość powietrza i różny pionowy rozkład temperatur:

Troposfera (sfera życia)

- otacza bezpośrednio powierzchnię Ziemi i sięga średnio do wys. ok. 12 km (nad biegunami 7 km i 17 km nad równikiem, zależnie od temperatury powietrza, siły ciężkości i ruchu obrotowego Ziemi);
- skupia ponad 75% wagowej całości gazów atmosferycznych, zawiera prawie 100% atmosferycznej pary wodnej i pyłów;
- temperatura spada w niej wraz z wysokością średnio o 0,6°C na 100 m.; ok. 11 km nad powierzchnią Ziemi temperatura **spada** do -55°C;
- zachodzą w niej procesy kształtujące pogodę i warunkujące cechy klimatu (następuje w niej kondensacja pary wodnej oraz parowanie, tworzenie się chmur i opady);
- zachodzą w niej silne pionowe i poziome ruchy mas powietrza.

Troposferę zamyka cienka warstwa przejściowa zwana **tropopauzą** (ma jednakową temperaturę w przekroju pionowym).

Stratosfera

- rozciąga się do wys. ok. 50 km nad powierzchnię Ziemi
- skupia ok. 19% gazów atmosferycznych
- zachodzą w niej bardzo silne poziome ruchy mas powietrza tzw. prądy strumieniowe
- temperatura wzrasta wraz z wysokością od ok. 55°C do ok. 0°C na granicy z tropopauzą; wzrost temperatury związany jest z pochłanianiem promieniowania nadfioletowego przez ozon; zachodzi przemiana pod wpływem promieniowania słonecznego: O2 –> O3 (reakcja ta wyzwala ciepło)

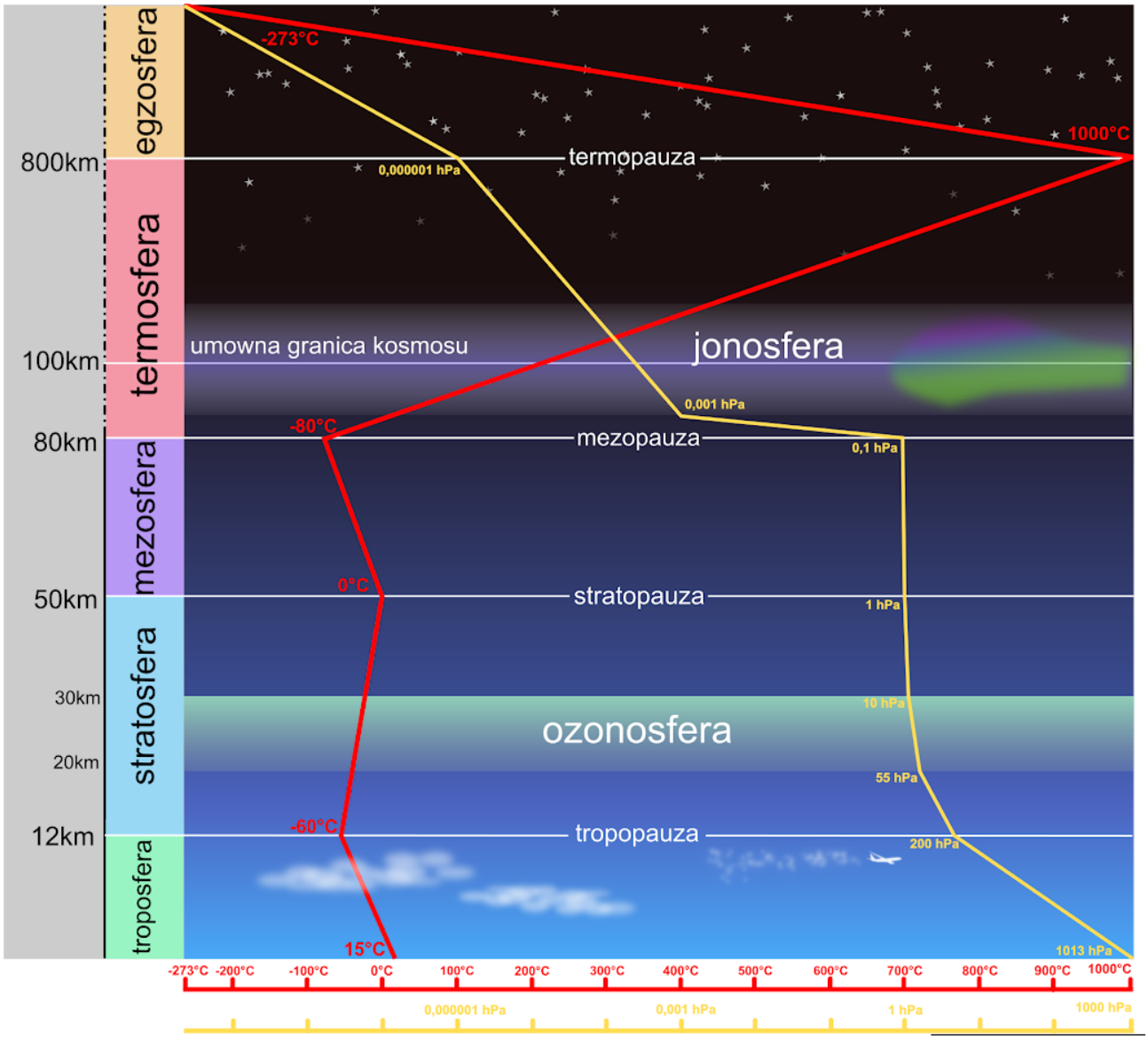
- w górnej części znajduje się warstwa ozonowa - ozonosfera
Stratosferę zamyka cienka warstwa o stałej temperaturze ok. 0°C – **stratopauza.**

Mezosfera
- sięga do 80 km nad powierzchnią Ziemi
- następuje w niej spadek temperatury wraz z wysokością do ok. - 90°C
Mezosferę zamyka cienka warstwa o stałej temperaturze - 90°C – **menopauza.**

Termosfera
- sięga do 300 km nad powierzchnią Ziemi
- temperatura wzrasta tu wraz z wysokością i na granicy z termopauzą osiąga + 1500°C ponieważ silnie rozrzedzone gazy pochłaniają tu promieniowanie nadfioletowe toteż częścią jej jest **jonosfera** - warstwa w której występuje znaczna ilość atomów i cząstek gazów naładowanych elektrycznie;
- występują tu zjawiska zorzy polarnej (świecenie zjonizowanych atomów tlenu i azotu; od naładowanych cząstek i atomów gazów odbijają się fale radiowe umożliwiające łączność na całym świecie
Termosferę zamyka **termopauza.**

Egzosfera
- zewnętrzna, najwyższa warstwa atmosfery ziemskiej
- charakteryzuje się silnym rozrzedzeniem powietrza (część gazów wymyka się z pola grawitacyjnego Ziemi w przestrzeń kosmiczną)
- prawdopodobnie granica na wysokości 2000 km
- powyżej egzosfera przechodzi niepostrzeżenie w przestrzeń kosmiczną (próżnię międzyplanetarną)
- temperatura w niej powoli obniża się, by w przestrzeni kosmicznej osiągnąć -273°C (https://www.edukator.pl/....).

[Tekst alternatywny. Poniższy rysunek przedstawia pionową budowę atmosfery. Z lewej strony rysunku, z dołu do góry, pokazana oś pionowa. Po lewej stronie osi pionowej, w kilometrach od powierzchni Ziemi, określona ogólna wysokość atmosfery ziemskiej (powyżej 800 km) oraz wysokości poszczególnych jej 5 głównych części – troposfery od 0 do 12 km, stratosfery od 12 do 50 km, mezosfery od 50 do 80 km, termosfery od 80 do 800 km, egzosfery powyżej 800 km. Po prawej stronie osi pionowej, w kolumnie podzielonej na kolorowe pionowe prostokąty podano nazwy tych 5 głównych części atmosfery. Na dole rysunku pokazana oś pozioma. Na osi poziomej, od lewej do prawej strony, czerwonym kolorem, pokazana skala temperaturowa z zakresem zmiany temperatury od -273 ºC do 1000 ºC oraz żółtym pokazana skala ciśnieniowa z zakresem zmiany ciśnienia od < 0,000001 hPa do 1000 hPa. W centralnej części rysunku, z dołu do góry, podano nazwy cienkich przejściowych, pomiędzy 5 głównymi, warstw atmosfery – tropopauzy, ozonosfery, stratopauzy, menopauzy, jonosfery, termopauzy. Dodatkowo czerwoną i żółtą łamaną linią pokazano zależność zmiany temperatury i ciśnienia powietrza od zmiany warstw atmosfery ziemskiej i ich wysokości nad powierzchnią Ziemi.]



Rys. 1. Pionowa budowa atmosfery ziemskiej (https://geografia24.pl/...).

1.2. Kodowa i fazowa metoda pomiaru pseudoodległości

W geodezji pod określeniem pomiary GNSS rozumie się wyznaczenie współrzędnych mierzonego punktu z zastosowaniem globalnych nawigacyjnych satelitarnych systemów GNSS (Global Navigation Satellite System).

Istniejące metody wyznaczania współrzędnych punktów na Ziemi oraz przestrzeni okołoziemskiej za pomocą systemów GNSS pozwalają na dokładne określenie współrzędnych punktu, czasu i kierunku (azymutu). Dokładność wyznaczania współrzędnych punktów za pomocą systemów GNSS w geodezji,

w zależności od warunków pomiarowych i zastosowanej metody pomiaru GNSS, szacuje się na poziomie od kilku milimetrów do kilku (kilkunastu) centymetrów.

Ze względu na wysoką dokładność, szybkość, wysoki sposób automatyzacji oraz, w ostatnich latach, stosunkowo niewielki koszt odbiorników GNSS, pomiary GNSS znajdują bardzo szerokie zastosowanie nie tylko w nawigacji, geodezji, budownictwie, katastrze, fotogrametrii i geodynamice ale również w wojsku, precyzyjnym rolnictwie i meteorologii.

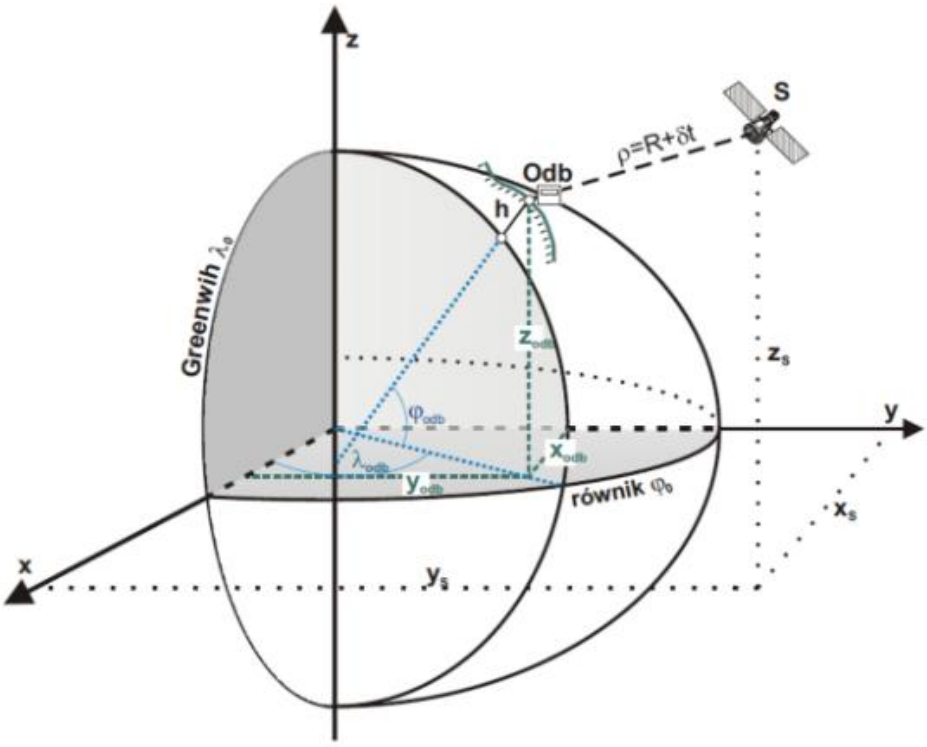
Zgodnie z ideą pomiarów GNSS wyznaczenie współrzędnych punktów odbywa się na podstawie pomiaru pseudoodległości ρ od anteny satelity GNSS, który transmituje sygnał radiowy, do anteny odbiornika GNSS, zlokalizowanej nad punktem pomiaru – ilustruje to rys. 2, gdzie:
ρ – pseudoodległość;
R – odległość rzeczywista (geometryczna);
δt – błąd (przesunięcie) zegara odbiornika.

Odległość rzeczywistą R można obliczyć z poniższego wzoru:

$$R = \sqrt{(X^s - X_p)^2 + (Y^s - Y_p)^2 + (Z^s - Z_p)^2} \tag{1}$$

gdzie:
X^s, Y^s, Z^s – współrzędne satelity GNSS;
X^p, Y^p, Z^p – współrzędne mierzonego punktu.

[Tekst alternatywny. Poniższy rysunek przedstawia trzy osie współrzędnych z wspólnym początkiem i zawartymi pomiędzy nimi kątami prostymi. Oś *x* skierowana w kierunku południowo-zachodnim, *y* - we wschodnim, *z* – w kierunku północnym. Osie przedstawiają trójwymiarowy prostokątny geocentryczny układ współrzędnych *x,y,z*. W rysunek osi wrysowano część elipsoidy ziemskiej z położeniem ziemskiego południka Greenwich i równika. Na powierzchni elipsoidy pokazano punkt *h*, a wyżej, na powierzchni geoidy, punkt *Odb* - *odbiornik*. Punkt *Odb* połączono linią prostą przerywaną punkt *S* – satelita. Linia *Odb-S* symbolizuje pseudoodległość. Współrzędne punktu *Odb* określono w układach φ_{odb} – szerokość, λ_{odb} – długość oraz x_{odb}, y_{odb}, z_{odb}. Współrzędne satelity *S* określono w układzie x_s, y_s, z_s.]



Rys. 2. Pomiar odległości ρ od anteny satelity do odbiornika w pomiarach GNSS (http://www.igik.edu.pl/...).

W celu pomiaru odległości ρ stosuje się pomiar kodu pseudoodległości i fazy fali nośnej (Lamparski, 2001). Odpowiednio, metody te nazywają się metoda kodową i metoda fazową.

Metoda kodowa polega na pomiarze czasu dotarcia zakodowanego sygnału radiowego z satelity do odbiornika. Na podstawie różnicy czasu wysłania i odebrania sygnału oraz prędkości światła, odbiornik oblicza pseudoodległość ρ do satelity. Dokładność pomiarów kodowych szacuje się na poziomie metrowym.

Ogólny wzór na pseudoodległość ma następującą postać:

$$\rho_P^S = (\mathrm{t_P} - t^S)c = R + (dt^S - dt_P)c + l_P^S + T_P^S \tag{2}$$

W oznaczeniach indeksy górne dotyczą satelitów, a dolne – punktu na Ziemi (odbiornika), przy czym:

ρ_P^S – pseudoodległość;
$\mathrm{t_P}$ – nominalny czas odbiornika na punkcie P;
t^S – nominalny czas transmitowany satelity S;
c – prędkość światła;

R – odległość rzeczywista (geometryczna);
dt^S – błąd zegara satelity;
dt_P – błąd zegara odbiornika na punkcie;
l_P^S – poprawka jonosferyczna;
T_P^S – poprawka troposferyczna.

Metoda fazowa polega na pomiarze różnicy faz sygnału nośnego, odbieranego przez odbiornik GNSS, w stosunku do fazy generowanej w odbiorniku. Faza sygnału jest mierzona w cyklach, a długość fali nośnej sygnału jest znana. Oprócz pomiaru fazy sygnału konieczne jest określenie całkowitej liczby pełnych cykli fali sygnału pomiędzy satelitą a odbiornikiem GNSS, co jest głównym problemem w pomiarach fazowych. Dokładność pomiarów fazowych szacuje się na poziomie milimetrowym i centymetrowym.

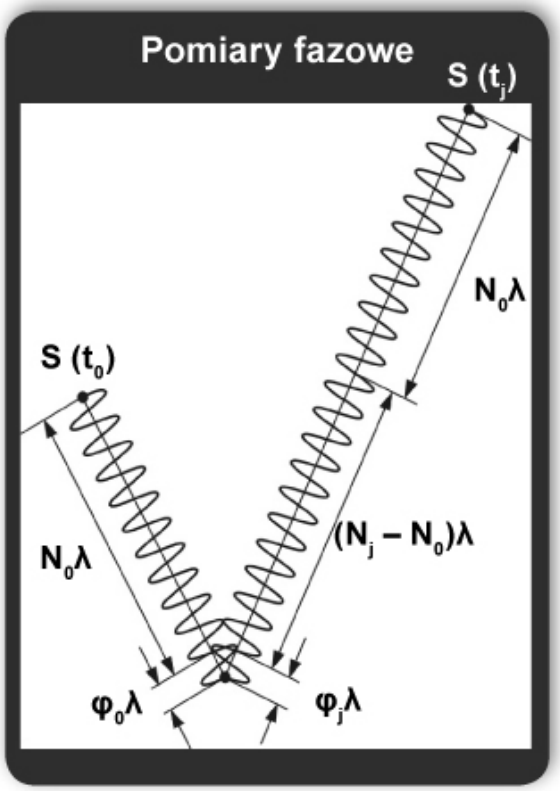
Wyznaczaną odległość *d* można zapisać wzorem (https://geoforum.pl/....):

$$d = N\lambda + \varphi\lambda \tag{3}$$

gdzie:
d – wyznaczana odległość;
N – liczba pełnych znanych długości fali;
λ – długość fali;
φ – faza fali.

W metodzie fazowej odbiornik GPS mierzy fazę φ, natomiast trudność wyznaczenia całkowitej liczby *N* pełnych długości fal mieszczących się w mierzonej odległości *d*, określa się mianem “nieoznaczoności pełnych cykli długości fali”. Liczbę tę należy dla wszystkich technologii GPS, które operują pomiarami fazowymi, wyznaczyć na podstawie specjalnej procedury, tzw. inicjalizacji pomiaru. Jeśli nie ma przerwy w łączności z satelitą, odbiornik może rejestrować także przedstawioną na poniższym rysunku (rys. 3) pełną liczbę różnicy całkowitych długości fal $N_j – N_0$ od pewnego momentu początkowego t_0 (https://geoforum.pl/....).

[Tekst alternatywny. Poniższy rysunek przedstawia problem nieoznaczoności pełnych cykli długości fal w metodzie fazowej. Na rysunku dwie proste linie, zapoczątkowane w różnych punktach $S(t_0)$ i $S(t_j)$, schodzące się w jednym punkcie (w kształt litery *V*). Na liniach prostych linią sinusoidalną wrysowano fale sygnału radiowego. Na pierwszej z linii prostych pokazano całkowitą liczbę pełnych cykli długości fali sygnału $N_o\lambda$ i fazę fali sygnału $\varphi_o\lambda$ *od* punktu $S(t_0)$. Na drugiej z linii prostych pokazano całkowitą liczbę pełnych cykli długości fali sygnału $N_o\lambda$, różnicę całkowitej liczby pełnych cykli długości fali sygnału $(N_j-N_o)\lambda$ pomiedzy punktami $S(t_0)$ i $S(t_j)$ i fazę fali sygnału $\varphi_j\lambda$.



Rys. 3. Problem nieoznaczoności pełnych cykli długości fal w metodzie fazowej (https://geoforum.pl/...).

Dla skutecznego pomiaru współrzędnych punktu niezbędnym jest pomiar pseudoodległości do co najmniej 4 satelitów GNSS.

Pomiar odległości metodami kodową i fazową odbywa się poprzez odbiór odbiornikiem GNSS, sygnałów radiowych transmitowanych od znajdujących się na swoich orbitach satelitów GNSS. Sygnały te są transmitowane na różnych częstotliwościach: L1, L2 i L5, i zawierają dane obserwacyjne (dot. fali nośnej, czasie nadania sygnału, fazy sygnału) oraz dane nawigacyjne satelitów (elementy orbity, współrzędne i ich zmiana w czasie) niezbędne do wyznaczenia współrzędnych mierzonego punktu.

1.3. Źródła błędów w pomiarach GNSS

Pomiar i obliczenie współrzędnych punktu, za pomocą systemów GNSS, jest obarczony szeregiem błędów. Źródła błędów w pomiarach GNSS podzielić można na następujące grupy:

1. Błędy pozycji satelitów – spowodowane niedokładnością informacji o położeniu satelitów;

2. Błędy propagacji sygnału:
   a. błędy jonosferyczne i troposferyczne – mają największy wpływ na wyniki opracowań obserwacji GNSS. Sygnały satelitów przechodzą przez atmosferę, gdzie ulegają refrakcji i opóźnieniom;
   b. błąd wielotorowości – sygnał emitowany przez satelitę dociera do odbiornika nie tylko bezpośrednio, ale również wskutek odbić od różnych obiektów (budynków, itp.), powodując nakładanie się fal o różnych fazach i amplitudach.
3. Błędy urządzeń nadawczych i odbiorczych - niedoskonałości w odbiornikach GNSS, takie jak szumy, błędy fazowe anteny czy zmienność centrum fazowego anteny
4. Błąd konstelacji satelitów (PDOP) – wzajemne położenie satelitów ma wpływ na wynik pomiarów.
5. Błędy pozycji stacji obserwacyjnej i stacji nawiązania – są wywołane takimi czynnikami jak pływy skorupy ziemskiej, pływy oceaniczne, pływy atmosferyczne, ruch płyt kontynentalnych, przyjęta realizacja ziemskiego układu odniesienia.
6. Błędy parametrów ruchu obrotowego Ziemi
7. Błędy opracowania obserwacji GNSS
8. Błędy wynikające z celowego ograniczenia precyzji - nakładane przez zarządców (właścicieli) systemów satelitarnych np. degradacja zegara lub efemeryd satelity, celowe wyłączanie niektórych sygnałów.

Wartości powyższych błędów, które wpływają na wyniki pomiarów GNSS, są różne – zależne od rodzaju błędu. W poniższej tabeli wskazano niektóre z rodzajów błędów wraz z szacunkową wartością ich wpływu.

Tabela 1. Wpływ wybranych błędów na pomiary GNSS (opracowanie własne)

Źródło błędu	Wartość przybliżona [m]
Błąd pozycji satelity	1-2
Błąd zegara	1-2
Błąd wielotorowości	0,05-0,1
Błąd centrum fazowego anteny	0,001-0,05
Błąd szumu odbiornika	0,1-1
Opóźnienie jonosferyczne	5
Opóźnienie troposferyczne	0,5

Z tabeli 1 wynika, iż sumaryczny wpływ opóźnienia jonosferycznego i troposferycznego na transmitowany z satelitów GNSS sygnał, jest największy. Wpływ błędów na wyniki pomiarów GNSS może zostać zminimalizowany poprzez

zastosowanie właściwej metody pomiaru, kalibrację sprzętu pomiarowego, optymalny dobór lokalizacji i czasu pomiaru, wielokrotne wykonanie pomiaru w tym samym punkcie oraz stosowanie odpowiednich modeli atmosferycznych i poprawek, które uwzględniają opóźnienia jonosfery i troposfery.

2. Opóźnienie jonosferyczne

Fale radiowe przechodzące przez jonosferę ulegają kilku efektom, znacznie wpływającym na opóźnienie i modulację fali nośnej. Zjawisko to jest zwane jonosferycznym opóźnieniem czasu. Wpływa ono na zmianę drogi sygnału radiowego (Lamparski, 2020).

Wpływ refrakcji jonosferycznej na długość drogi geometrycznej (odległość) między satelitą a odbiornikiem może być oszacowany zgodnie z zasadą Fermata. Oznacza to, że jeśli współczynnik załamania zmienia się w sposób ciągły, to fala elektromagnetyczna, zgodnie z zasadą Fermata, wybierze drogę do przebycia, której potrzebny jest najkrótszy czas (Figurski, 2005):

$$s = \int n ds \tag{4}$$

gdzie całka oblicza się wzdłuż drogi rozpowszechnienia sygnału. Geometryczną odległość s_0 mierzy się wzdłuż prostej linii pomiędzy satelitą i odbiornikiem. Więc możemy ją otrzymać z poniższego wzoru, jeżeli przyjmiemy $n=1$.

$$s_0 = \int ds_0 \tag{5}$$

Różnica Δ^{Iono} pomiędzy mierzoną i geometryczną odległością nazywa się refrakcją jonosferyczną i wyznacza się z równania:

$$\Delta^{Iono} = \int n ds - \int ds_0 \tag{6}$$

które dla współczynnika refrakcji fazowej n_{ph} na podstawie wzoru:

$$n_{ph} = 1 + \frac{c_2}{f^2} \tag{7}$$

gdzie $c_2 = -40.3N_e$ (Hz^2), N_e – *ilość elektronów w* m^3 *na drodze rozpowszechnienia fali (koncentracja elektronów), f – częstotliwość fali,* można zapisać jako:

$$\Delta_{ph}^{Iono} = \int \left(1 + \frac{c_2}{f^2}\right) ds - \int ds_0 \tag{8}$$

a dla współczynnika refrakcji grupowej n_{gr} na podstawie równania:

$$n_{gr} = 1 - \frac{c_2}{f^2} \tag{9}$$

w postaci:

$$\Delta_{gr}^{Iono} = \int \left(1 - \frac{c_2}{f^2}\right) ds - \int ds_0 \tag{10}$$

Można to uprościć, jeżeli przeprowadzić całkowanie pierwszej części w równaniach (8) i (10), wzdłuż geometrycznej drogi rozpowszechnienia sygnału. W tym wypadku *ds* zamienimy na ds_0 i w rezultacie otrzymamy wzory:

$$\Delta_{ph}^{Iono} = \int \frac{c_2}{f^2} ds_0 \tag{11}$$

$$\Delta_{gr}^{Iono} = -\int \frac{c_2}{f^2} ds_0 \tag{12}$$

które po podstawieniu: $c_2 = -40.3N_e$ można zapisać w postaci (Hofmann-Wellenhof i in., 1992):

$$\Delta_{ph}^{Iono} = -\frac{40.3}{f^2} \int N_e \, ds_0 \tag{13}$$

$$\Delta_{gr}^{Iono} = \frac{40.3}{f^2} \int N_e \, ds_0 \tag{14}$$

Wpływ jonosfery jest wprost proporcjonalny do liczby wolnych elektronów wzdłuż drogi fali radiowej. Liczba ta jest określona jako kolumnowa gęstość elektronów lub ogólny stan elektronów (ang. Total Electron Content – TEC) (Lamparski, 2020).

Przyjmując TEC jako:

$$TEC = \int N_e \, ds_0 \tag{15}$$

i podstawiając TEC we wzory (13) i (14) w wyniku otrzymujemy końcowe wzory, które mają wartości odległości (Hofmann-Wellenhof i in., 1992):

$$\Delta_{ph}^{Iono} = -\frac{40.3}{f^2} TEC \tag{16}$$

$$\Delta_{gr}^{Iono} = \frac{40.3}{f^2} TEC \tag{17}$$

TEC jest obliczane jako całka z gęstości elektronów (elektrony/m^3) na drodze fali i zazwyczaj podawane w jednostkach ogólnej liczby elektronów (ang. Total Electron Content Units – TECU). Jedna TECU jest równoważna 10^{16} elektronów/m^2. Ekstremalne obserwowane wartości TEC w jonosferze ziemskiej wahają się od 10^{16} do 10^{19} elektronów/m^2. W średnich szerokościach geograficznych ($\varphi > 30^o$) ogólna gęstość elektronów jest równa ok. 50 TECU. W okresach wzmożonej aktywności Słońca osiąga wartość ok. 100 TECU (np. w latach 1989–1990). Liczba elektronów w jonosferze na drodze satelita–obserwator zależy od wielu czynników:

− aktywności Słońca;
− liczby plam na Słońcu;
− pory roku;
− pory doby;
− miejsca geograficznego obserwacji;
− kierunku do satelity (elewacji).

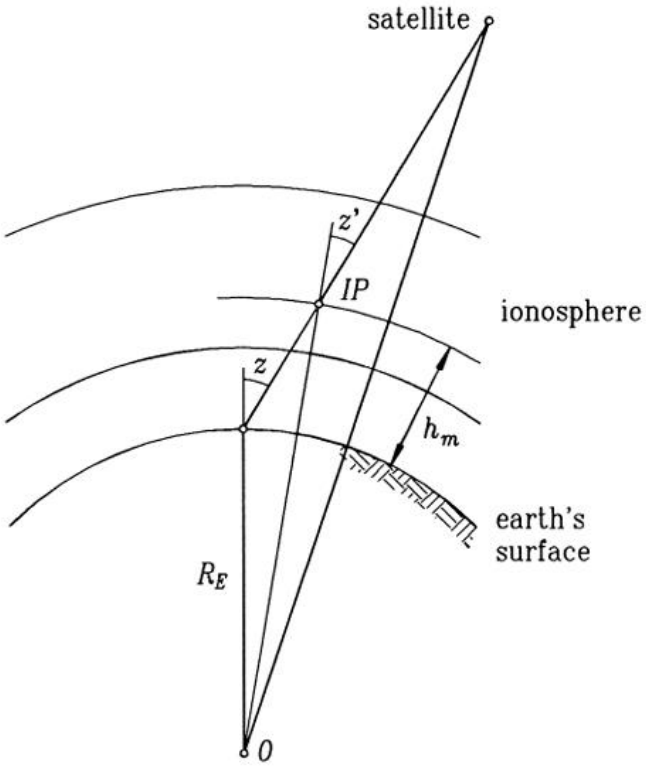
TEC jest zazwyczaj określany w zenicie miejsca obserwacji (VTEC), a więc na drodze prostopadłej do warstwy jonosfery rozciągającej się na wysokości od 50 do 1000 km nad Ziemią (Lamparski, 2020).
Zależność TEC oraz VTEC zapisuje się wzorem (Arslan, 2011).

$$TEC_z = \frac{1}{cosz'} VTEC \tag{18}$$

gdzie z i z' - kąt zenitalny, odpowiednio w punkcie pomiaru i w punkcie IP – punkcie średnim jonosfery. Geometrię ścieżki opóźnienia jonosferycznego ilustruje rysunek 4.

[Tekst alternatywny. Na rysunku pokazano cztery punkty: *0* – środek Ziemi, punkt na powierzchni Ziemi, *IP* – punkt średni jonosfery, *Satellite* – punkt określający położenie satelity. Dodatkowo pokazano wysokość jonosfery h_m - od powierzchni Ziemi do powierzchni przechodzącej przez punkt *IP* oraz *z* i *z'* - kąt zenitalny, odpowiednio w punkcie pomiaru i w punkcie *IP*. Punkt *0* połączony niezależnymi

liniami z punktem na powierzchni Ziemi, punktem *IP*, punktem *Satellite*. Punkt na powierzchni Ziemi połączony w jednej prostej linii z punktem *IP* i punktem *Satellite*.]



Rys. 4. Geometra ścieżki opóźnienia jonosferycznego (Hofmann-Wellenhof i in., 1992).

Z uwzględnieniem wzoru (18) opóźnienie jonosferyczne przyjmuje się jako:

$$\Delta_{ph}^{Iono} = -\frac{1}{cosz'}\frac{40.3}{f^2}VTEC \tag{19}$$

$$\Delta_{gr}^{Iono} = \frac{1}{cosz'}\frac{40.3}{f^2}VTEC \tag{20}$$

Wprowadzenie oznaczenia:

$$\Delta^{Iono} = \frac{1}{cosz'}\frac{40.3}{f^2}VTEC \tag{21}$$

dla (dodatniej) wielkości wpływu jonosfery na mierzoną pseudoodległość daje możliwość opuścić indeksy *ph* i *gr,* ale potrzebuje wykorzystania prawidłowego znaku w odpowiednich modelach. To oznacza, że wpływ jonosfery na pseudoodległość kodową modeluje się za pomocą $+\Delta^{Iono}$, a dla fazy model ma wygląd $-\Delta^{Iono}$ (Hofmann-Wellenhof i in., 1992).

W wielu systemach nawigacyjnych jest stosowany model budowy jonosfery, opracowany przez Benta (1973). Algorytm wykorzystania tego modelu w GPS opracował Klobuchar (1987) z Air Force Geophysics Laboratory. Model Benta operuje empiryczną bazą danych, opartą na wynikach 50 000 sondowań górnej atmosfery, 6000 satelitarnych pomiarów gęstości elektronów i 400 000 sondowań dolnych warstw jonosfery.

We wszystkich funkcjonujących obecnie systemach nawigacyjnych nadawane z pokładu satelitów są co najmniej dwie częstotliwości, co umożliwia eliminację wpływu jonosfery w przypadku dysponowania odbiornikami dwuczęstotliwościowymi. Odbiorniki jednoczęstotliwościowe mogą natomiast korzystać bądź ze współczynników, nadawanych w depeszach satelitarnych, umożliwiających obliczenie części wpływu przy pomocy modelu Klobuchara, bądź z wartości opóźnień jonosferycznych, przesyłanych przy pomocy siatki jonosferycznej (Lamparski, 2020).

3. Opóźnienie troposferyczne

Wpływ atmosfery neutralnej (czyli części niezjonizowanej) określa się jako refrakcję troposferyczną, opóźnienie ścieżki troposferycznej lub po prostu opóźnienie troposferyczne. Jak wspominają Elgered i in. (1985), oznaczenia te są nieznacznie niepoprawne, ponieważ ukrywają stratosferę, która jest kolejnym składnikiem atmosfery neutralnej. Jednakże dominujący udział troposfery wyjaśnia tę notację.

Atmosfera neutralna jest ośrodkiem niedyspersyjnym w odniesieniu do fal radiowych o częstotliwościach do 15 GHz, zob. np. Bauersima (1983), a zatem propagacja jest niezależna od częstotliwości. W związku z tym nie jest konieczne rozróżnienie faz nośnych i zakresów kodowych uzyskanych z różnych częstotliwości L1 lub L2. Wadą jest to, że eliminacja refrakcji troposferycznej metodami dwuczęstotliwościowymi nie jest możliwa.

Opóźnienie jonosferyczne jest definiowane wzorem:

$$\Delta^{Trop} = \int (n-1)ds \tag{22}$$

co jest analogiczne do wzoru jonosferycznego (6). Ponownie wprowadza się przybliżenie, tak aby całkowanie odbywało się wzdłuż geometrycznej ścieżki sygnału. Zwykle zamiast współczynnika załamania światła *n* stosuje się:

$$N^{Trop} = 10^6(n-1) \tag{23}$$

i wtedy wzór (22) przyjmuje postać:

$$\Delta^{Trop} = 10^{-6} \int N^{Trop} ds \tag{24}$$

W swej pracy Hopfield (1969) wskazuje możliwość podzielenia N^{Trop} na składnik suchy (dry) i mokry (wet).

$$N^{Trop} = N_d^{Trop} + N_w^{Trop} \tag{25}$$

gdzie część sucha wynika z suchej atmosfery, a część mokra z pary wodnej. Odpowiednio otrzymujemy zależności:

$$\Delta_d^{Trop} = 10^{-6} \int N_d^{Trop} ds \tag{26}$$

$$\Delta_w^{Trop} = 10^{-6} \int N_w^{Trop} ds \tag{27}$$

oraz

$$\Delta^{Trop} = \Delta_d^{Trop} + \Delta_w^{Trop} = 10^{-6} \int N_d^{Trop} ds + 10^{-6} \int N_w^{Trop} ds \tag{28}$$

Około 90% refrakcji troposferycznej powstaje ze składowej suchej, a około 10% ze składowej mokrej, por. Janes i in. (1989). W praktyce modele refrakcji wprowadza się w równaniu (28), a całkowanie przeprowadza się metodami numerycznymi lub analitycznie, np. po rozwinięciu szeregowym funkcji podcałkowej. Modele refrakcji suchej i mokrej na powierzchni Ziemi są znane od dawna, por. np. Essen i Froome (1951). Odpowiednia składowa sucha to:

$$N_{d,0}^{Trop} = \bar{c}_1 \frac{p}{T} \tag{29}$$

$$\bar{c}_1 = 77.64 \left[\frac{\mathrm{K}}{\mathrm{mb}}\right]$$

gdzie *p* to ciśnienie atmosferyczne w milibarach (mb), a *T* to temperatura w kelwinach (K). Stwierdzono, że składnik mokry wynosi:

$$N_{w,0}^{Trop} = \bar{c}_2 \frac{e}{T} + \bar{c}_3 \frac{e}{T^2} \tag{30}$$

$$\bar{c}_2 = -12.96 \left[\frac{\mathrm{K}}{\mathrm{mb}}\right]$$

$$\bar{c}_3 = 3.718 \cdot 10^5 \left[\frac{\mathrm{K}^2}{\mathrm{mb}}\right]$$

gdzie *e* to częściowe ciśnienie pary wodnej w mb, a *T* to temperatura w K. Kreska nad współczynnikami jedynie podkreśla, że nie ma absolutnie żadnego związku ze współczynnikami dla jonosfery, np. w równaniach (11) czy (12).

Wartości $\bar{c}_1$, $\bar{c}_2$ i $\bar{c}_3$ są określone empirycznie i z pewnością nie opisują w pełni sytuacji lokalnej. Poprawę uzyskuje się poprzez pomiar danych meteorologicznych w miejscu obserwacji. Poniżej przedstawiono kilka modeli, w których uwzględniono dane meteorologiczne z powierzchni.

Model Hopfielda

Wykorzystując rzeczywiste dane obejmujące całą Ziemię, Hopfield (1969) znalazł empiryczną reprezentację suchej refrakcji jako funkcji wysokości *h* nad powierzchnią

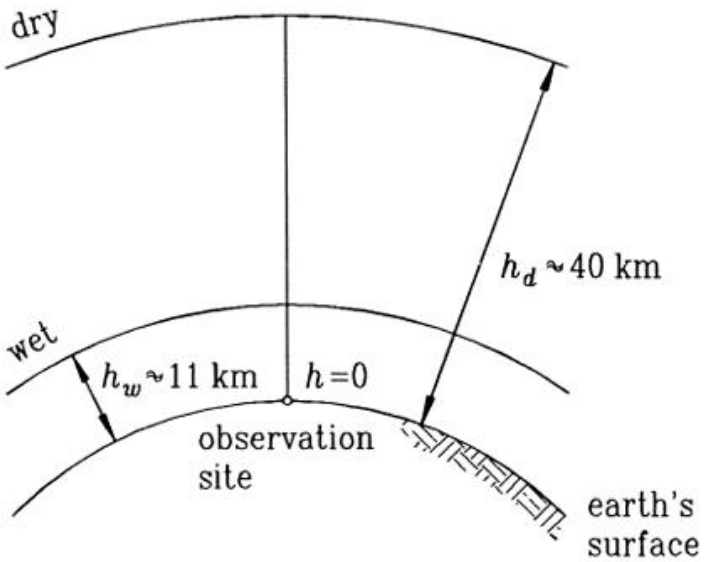
$$N_d^{Trop}(h) = N_{d,0}^{Trop} \left[\frac{h_d - h}{h_d}\right]^4 \tag{31}$$

przy założeniu pojedynczej warstwy politropowej o grubości, patrz Janes i in. (1989) i rysunek 5.

$$h_d = 40136 + 148{,}72(T - 273.16) \qquad [\mathrm{m}] \tag{32}$$

[Tekst alternatywny. Na rysunku łukami pokazano trzy powierzchnie: powierzchnie earth's surface (Ziemi), powierzchnie *wet* (mokrą) i powierzchnie *dry* (suchą). Na powierzchni earth's surface (Ziemi) zaznaczono punkt obserwation site (obserwacyjny) z wysokością *h = 0*. Liniami ze strzałkami pokazano wysokości

warstw: $h_w \approx 11$ *km* – od powierzchni earth's surface (Ziemi) do powierzchni *wet* (mokrej), $h_d \approx 40$ *km* – od powierzchni Ziemi do powierzchni *dry* (suchej).



Rys. 5. Grubość warstw politropowych dla troposfery (Hofmann-Wellenhof i in., 1992).

podstawienie wzorów (31) i (32) do wzoru (26) daje (dla suchej części) opóźnienie troposferyczne:

$$\Delta_d^{Trop} = 10^{-6} N_{d,0}^{Trop} \int \left[\frac{h_d - h}{h_d}\right]^4 ds \tag{33}$$

Całkę można rozwiązać, obliczając opóźnienie w kierunku pionowym i pomijając krzywiznę ścieżki sygnału. Po wyodrębnieniu stałego mianownika równanie (33) przedstawia się jak poniżej:

$$\Delta_d^{Trop} = 10^{-6} N_{d,0}^{Trop} \frac{1}{h_{d^4}} \int_{h=0}^{h=h_d} (h_d - h)^4 dh \tag{34}$$

dla miejsca obserwacji na powierzchni Ziemi (np. $h = 0$) i po całkowaniu daje:

$$\Delta_d^{Trop} = 10^{-6} N_{d,0}^{Trop} \frac{1}{h_{d^4}} \left[-\frac{1}{5}(h_d - h)^5 \Big|_{h=0}^{h=h_d}\right] \tag{35}$$

Obliczenie wyrażenia w nawiasach wynosi $h_d^5/5$ zatem poniższy wzór stanowi suchą część opóźnienia troposferycznego w zenicie:

$$\Delta_d^{Trop} = \frac{10^{-6}}{5} N_{d,0}^{Trop} h_d \tag{36}$$

Modelowanie części mokrej jest znacznie trudniejsze ze względu na silne wahania pary wodnej względem czasu i przestrzeni. Niemniej jednak, z powodu braku odpowiedniej alternatywy, model Hopfielda zakłada ten sam model funkcyjny dla składowej mokrej i suchej. Zatem:

$$N_w^{Trop}(h) = N_{w,0}^{Trop} \left[\frac{h_w - h}{h_w}\right]^4 \tag{37}$$

gdzie przyjęto wartość średnią h_w = 11 000 m. Czasami proponuje się inne wartości, takie jak h_w = 12 000 m, por. Fell (1980). Nie można podać jednoznacznych wartości h_d i h_w ze względu na ich zależność od lokalizacji i temperatury. Kaniuth (1986) zbadał lokalną sytuację z wykorzystaniem danych z radiosondy w ciągu 4,5 roku i obliczył dla obszaru miejsca obserwacji h_d = 41,6 km i h_w = 11,5 km. Efektywne wysokości troposfery podano jako 40 km ≤ h_d ≤ 45 km i 10 km ≤ h_w ≤ 13 km.

Całkowanie we wzorze (37) jest analogiczne jak we wzorze (33) i w związku z tym prowadzi do:

$$\Delta_w^{Trop} = \frac{10^{-6}}{5} N_{w,0}^{Trop} h_w \tag{38}$$

Całkowite opóźnienie troposferyczne w zenicie wynosi zatem (w metrach):

$$\Delta^{Trop} = \frac{10^{-6}}{5} \left[N_{d,0}^{Trop} h_d + N_{w,0}^{Trop} h_w\right] \tag{39}$$

Model w obecnej formie nie uwzględnia dowolnej odległości zenitalnej sygnału. Biorąc pod uwagę linię widzenia, należy zastosować współczynnik nachylenia, który w najprostszej postaci jest rzutem z zenitu na linię widzenia określonym przez *1/cosz*. Często przejście opóźnienia zenitalnego dla *z* = 0 do opóźnienia z dowolną odległością zenitalną z jest oznaczane jako zastosowanie funkcji odwzorowania, por. np. Lanyi (1984), Janes i in. (1989), Kaniuth i in. (1989).

Niewielka odmiana modelu Hopfielda zawiera dowolny kąt elewacji *E* (wyrażony w stopniach) w miejscu obserwacji. Seeber (1989), s. 53, przedstawia wzory, gdzie dla składowej suchej $\sin(E^2 + 6{,}25)^{-1/2}$ i dla składowej mokrej $\sin(E^2 + 2{,}25)^{-1/2}$ są używane jako funkcje odwzorowania (Hofmann-Wellenhof i in., 1992):

$$\Delta^{Trop}(E) = \frac{10^{-6}}{5}\left[\frac{N_{d,0}^{Trop} h_d}{\sqrt{\sin\left(E^2 + 6{,}25\right)}} + \frac{N_{w,0}^{Trop} h_w}{\sqrt{\sin\left(E^2 + 2{,}25\right)}}\right] \tag{40}$$

Model Saastamoinena

Refrakcję można alternatywnie, ale równoważnie, wyprowadzić z praw gazowych, a wzajemną zależność wykazano np. w pracy Janes i in. (1989). Model Saastamoinena opiera się na tym podejściu, gdzie również zastosowano pewne przybliżenia. W tym przypadku pominięto wszelkie teoretyczne wyprowadzenia. Saastamoinen (1973) modeluje opóźnienie troposferyczne, wyrażone w metrach:

$$\Delta^{Trop} = \frac{0{,}002277}{\cos z}\left[p + \left(\frac{1255}{T} + 0{,}05\right)e - tan^2 z\right] \tag{41}$$

jako funkcja *z*, *p*, *T* i *e*. Jak poprzednio, *z* oznacza odległość zenitalną satelity, *p* ciśnienie atmosferyczne w mbar, *T* temperaturę w kelwinach (K), a *e* częściowe ciśnienie pary wodnej w mbar. Saastamoinen udoskonalił również ten model, dodając dwa składniki korekcyjne, z których jeden zależy od wysokości miejsca obserwacji, a drugi od wysokości i odległości zenitalnej. Bauersima (1983) podaje udoskonalony wzór w postaci:

$$\Delta^{Trop} = \frac{0{,}002277}{\cos z}\left[p + \left(\frac{1255}{T} + 0{,}05\right)e - B tan^2 z\right] + \delta R \tag{42}$$

gdzie składniki korekcyjne *B* i δR są interpolowane z poniższych tabel (Tabela 2 i Tabela 3).

Tabela 2. Wyraz korekcyjny B dla udoskonalonego modelu Saastamoinena (Hofmann-Wellenhof i in., 1992)

Wysokość obserwatora nad poziomem morza [km]	B [mbar]
0,0	1,156
0,5	1,079
1,0	1,006
1,5	0,938
2,0	0,874
2,5	0,813
3,0	0,757
4,0	0,654
5,0	0,563

Tabela 3. Wyraz korekcyjny δR (w metrach) dla udoskonalonego modelu Saastamoinena (Hofmann-Wellenhof i in., 1992)

Kąt zen-italny	Wysokość obserwatora nad poziomem morza [km]							
	0	0,5	1,0	1,5	2,0	3,0	4,0	5,0
60º00'	0,003	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002	0,001	0,001
66º00'	0,006	0,006	0,005	0,005	0,004	0,003	0,003	0,002
70º00'	0,012	0,011	0,010	0,009	0,008	0,006	0,005	0,004
73º00'	0,020	0,018	0,017	0,015	0,013	0,011	0,009	0,007
75º00'	0,031	0,028	0,025	0,023	0,021	0,017	0,014	0,011
76º00'	0,039	0,035	0,032	0,029	0,026	0,021	0,017	0,014
77º00'	0,050	0,045	0,041	0,037	0,033	0,027	0,022	0,018
78º00'	0,065	0,059	0,054	0,049	0,044	0,036	0,030	0,024
78º30'	0,075	0,068	0,062	0,056	0,051	0,042	0,034	0,028
79º00'	0,087	0,079	0,072	0,065	0,059	0,049	0,040	0,033
79º30'	0,102	0,093	0,085	0,077	0,070	0,058	0,047	0,039
79º45'	0,111	0,101	0,092	0,083	0,076	0,063	0,052	0,043
80º00'	0,121	0,110	0,100	0,091	0,083	0,068	0,056	0,047

Istnieje wiele innych modeli troposferycznych, podobnych do modeli przedstawionych powyżej, np. Lanyi (1984), Chao (1972), Marini i Murray (1973), Elgered i in. (1985), Davis i in. (1985), Rahnemoon (1988). Chociaż lista nie jest kompletna, pojawia się pytanie, dlaczego istnieje tak wiele różnych podejść. Jednym z powodów jest trudność w modelowaniu pary wodnej. Proste wykorzystanie pomiarów powierzchniowych nie może zapewnić maksymalnej dokładności, dlatego konieczne jest opracowanie radiometrów pary wodnej. Instrumenty te mierzą temperaturę jasności nieba za pomocą radiometrycznych obserwacji mikrofalowych wzdłuż ścieżki sygnału, umożliwiając obliczenie opóźnienia ścieżki mokrej, por. Elgered i in. (1985). Elementy sprzętowe radiometru pary wodnej opisano na przykład w Reichert (1986). Dokładne radiometry pary wodnej są drogie i napotykają problemy na niskich wysokościach.

Trudności w modelowaniu efektu troposferycznego będą wymagały kontynuacji badań i rozwoju przez kilka lat. Zgodnie z opinią Lanyi (1984), najlepszym rozwiązaniem jest połączenie danych meteorologicznych z powierzchni Ziemi i radiosond, pomiarów z radiometrów pary wodnej oraz danych statystycznych. Jest to ogromne zadanie, a odpowiedni model nie został jeszcze opracowany (Hofmann-Wellenhof i in., 1992).

4. Meteorologia GNSS

Wiadomo, że sygnał z anteny satelity nawigacyjnego do anteny odbiornika GNSS jest opóźniony w wyniku przejścia przez warstwy atmosfery. Największe wartości opóźnienia dotyczą przejścia sygnału przez troposferę i jonosferę. Opracowanie obserwacji z systemów GNSS umożliwia określenie stanu atmosfery. Zdalną detekcję stanu troposfery z wykorzystaniem obserwacji z systemów GNSS nazywamy meteorologią GNSS. Pierwszą pracą naukową, która zapoczątkowała powstanie nowego kierunku naukowego zwanego meteorologia GNSS, była praca Bevis i in. (1992).

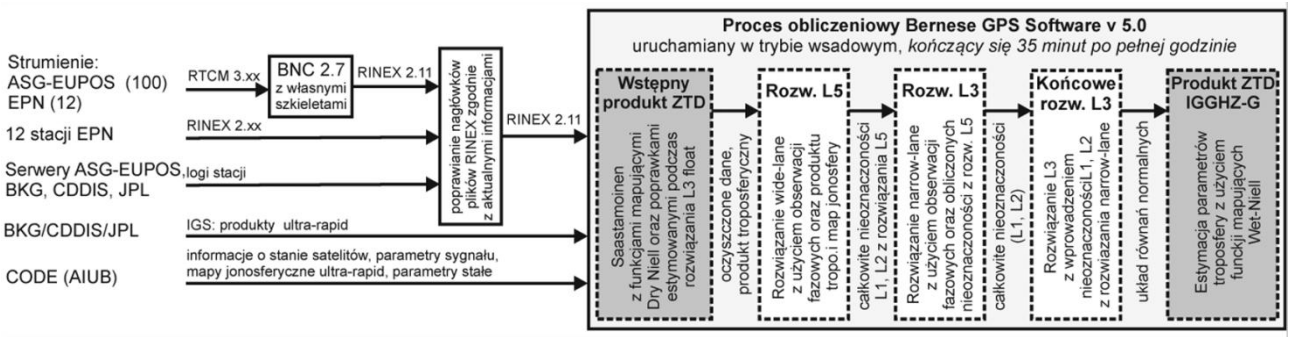
Meteorologia GNSS, razem z informacjami o wartości podstawowych parametrów atmosfery: temperatury i ciśnienia atmosferycznego na powierzchni terenu, służy określeniu zawartości pary wodnej w troposferze. Parametr ten znajduje zastosowanie w numerycznych modelach prognozy pogody oraz w pozycjonowaniu satelitarnym. Znając współrzędne stacji referencyjnych, zamiast redukować w obserwacjach wpływ opóźnienia troposferycznego (ZTD, ang. Zenith Total Delay), można traktować je jako parametr wyznaczany.

Znajomość przestrzennego rozkładu temperatury, ciśnienia atmosferycznego i wilgotności pozwala obliczyć na podstawie empirycznych wzorów opóźnienie troposferyczne ZTD w kierunku zenitu. Następnie poprzez wykorzystanie funkcji mapujących ZTD można przeliczyć na opóźnienie skośne (SWD) i zredukować wpływ troposfery na obserwacje kodowe i fazowe, bez konieczności stosowania kombinacji liniowych obserwacji lub technik różnicowych (Hadaś i in., 2014).

W swej pracy Hadaś i in. (2014) prezentuje kilka modeli, np. model troposfery NRT-ZTD (IGGHZ-G), w którym procedura estymująca ZTD w czasie prawie-rzeczywistym (NRT, ang. near real time) oparta jest na oprogramowaniu Bernese GPS Software v5.0. Dane obserwacyjne ze strumieni RTCM są konwertowane do plików RINEX w czasie rzeczywistym z wykorzystaniem oprogramowania BKG Ntrip Client (BNC) v2.7. Z serwerów IGS dodatkowo pobierane są aktualne parametry ruchu obrotowego Ziemi oraz orbity typu ultra-rapid (interwał aktualizacji danych na serwerze wynosi 6 godzin). Dokładność wykorzystywanych produktów IGS jest wystarczająca dla potrzeb wyznaczania ZTD metodą różnicową (Douša, 2010). Schemat tego procesu zilustrowano na rysunku 6.

[Tekst alternatywny. Rysunek w formie grafu prezentuje proces obliczeniowy modelu stanu troposfery ZTG IGGHZ-G za pomocą oprogramowania Bernese GPS Software. Od lewej strony liniami prostymi ze strzałkami, w prawą stronę, pokazano określone strumienie danych niezbędne do obliczenia: dane pomiarów GNSS z stacji referencyjnych, dane IGS z dokładnymi współrzędnymi satelitów GNSS, dane o stanie satelity, parametrach sygnałów, mapach jonosfery. Dalej w prostokącie, symbolizującym proces obliczeniowy, pokazane 5 głównych etapów obliczenia:

wstępny, rozwiązanie L5, rozwiązanie L3, końcowe rozwiązanie L3 i końcowy produkt - model stanu troposfery ZTG IGGHZ-G.]



Rys. 6. Schemat procesu obliczeniowego modelu stanu troposfery czasu prawie-rzeczywistego (IGGHZ-G) (Hadaś i in., 2014).

Kolejny model - model meteorologiczny (IGGHZ-M) - pozwala wyznaczyć wartość ZTD posługując się wzorem Saastamoinena, w oparciu o znajomość trzech parametrów atmosfery w punkcie pomiarowym: temperatury, wilgotności i ciśnienia atmosferycznego.

W modelowaniu pary wodnej znajomość opóźnienia troposferycznego wyznaczonego z obserwacji GNSS oraz składowej hydrostatycznej obliczonej na podstawie znajomości ciśnienia, pozwala w sposób wiarygodny i dokładny obliczyć wartość opóźnienia mokrego (ZWD, ang. Zenith Wet Delay):

$$ZWD = ZTD - ZHD \tag{43}$$

gdzie:

ZWD – opóźnienie mokre w kierunku do zenitu;
ZTD – opóźnienie troposferyczne;
ZHD – opóźnienie suche w kierunku do zenitu.

Opóźnienie suche w kierunku do zenitu (ZHD, ang. Zenith Hydrostatic Delay) dla dowolnego miejsca można modelować przy pomocy praw dotyczących gazów idealnych i wyrazić funkcją empiryczną wyznaczoną np. przez Davis i in. (1985):

$$ZHD = 0{,}0022768\frac{P_0}{f(\emptyset, h)} \tag{44}$$

$$f(\emptyset, h) = 1 - 0{,}00266\cos 2\emptyset - 0{,}00000028h \tag{45}$$

gdzie:

P_0 – ciśnienie atmosferyczne [mbar];
$\emptyset$ – szerokość geograficzna,
h – wysokość normalna.

Bezpośrednio z ZWD można uzyskać informację o skumulowanej zawartości pary wodnej (IWV, ang. Integrated Water Vapor) nad stacją GNSS na podstawie równania (Bevis i in. 1992):

$$IWV = \frac{ZWD}{10^{-6} \cdot R_w} \left(k'_2 + \frac{k_3}{T_M} \right)^{-1} \tag{46}$$

gdzie R_w = 461.525±0.003 [J·kg^{-1}·K^{-1}] jest stałą gazową dla pary wodnej, k'_2=24±11 [K·hPa^{-1}], k_3=3.75±0.03 [10^5·K^2·hPa^{-1}] są stałymi refrakcji (Boudouris, 1963), T_M≈70.2+0.72·T_0 [K] jest średnią ważoną temperaturą pary wodnej w atmosferze, T_0 [K] jest temperaturą na powierzchni (Mendes, 1999).

Rozwój przestawionych modeli stanu troposfery zmierza w kierunku utworzenia zintegrowanego modelu atmosfery. Modele IGGHZ-G oraz IGGHZ-M, bazujące na niezależnych zbiorach danych, mogą podlegać wzajemnej weryfikacji, która może zostać dodatkowo rozbudowana o porównania z zewnętrznym numerycznym modelem pogody. Wykorzystanie informacji z trzech źródeł pozwala budować dwu- i trój-wymiarowe modele rozkładu pary wodnej w atmosferze.

Informacje o ZTD wyestymowane z obserwacji GNSS mogą być asymilowane do numerycznych modeli prognozy pogody, zwiększając wiarygodność i dokładność prognoz. Powierzchniowy rozkład ciśnienia i temperatury powietrza na terenie całego kraju w połączeniu z informacją o przestrzennej zawartości pary wodnej wzdłuż trasy sygnału GNSS pozwoli z dużą dokładnością wyznaczyć wartość opóźnienia troposferycznego w kierunku do satelity (Hadaś i in., 2014).

Program E-GVAP

Praca europejskiej meteorologii z wykorzystaniem danych GNSS zorganizowana została w ramach sieci EUMETNET (The Network of European Meteorological Services) pod nazwą E-GVAP (EUMETNET EIG GNSS water vapour programme).

E-GVAP został utworzony w kwietniu 2005 r. w celu dostarczania członkom EUMETNET danych opóźnienia troposferycznego z pomiarów GNSS (opóźnień GNSS) oraz danych zawartości pary wodnej na obszarach krajów europejskich, na potrzeby meteorologii operacyjnej w czasie prawie rzeczywistym (NRT). Dane dotyczące opóźnienia troposferycznego z pomiarów GNSS w czasie niemal rzeczywistym (NRT GNSS) zawierają informacje o ilości pary wodnej nad punktami GNSS. Para wodna jest dominującym gazem cieplarnianym i odgrywa kluczową rolę w niektórych z najważniejszych zjawisk pogodowych. Jest głównie związana z

opadami deszczu ale również dostarcza około połowy energii do atmosfery (poprzez uwalnianie ciepła), przyczyniając się do dynamiki atmosfery.

Podstawą działania E-GVAP jest ścisła współpraca geodezji i meteorologii. Surowe dane z lokalizacji GNSS są gromadzone przez szereg (ponad 10) centrów analiz GNSS, które przetwarzają je w celu oszacowania ZTD (i innych parametrów). ZTD są następnie przesyłane do serwera danych, skąd są dystrybuowane do instytutów meteorologicznych oraz do kontroli jakości i weryfikacji. E-GVAP dostarcza dane meteorologiczne, które mogą być wykorzystane do walidacji szacowania opóźnień GNSS i do poprawy pozycjonowania GNSS w przyszłości. Obecnie sieć E-GVAP obejmuje ponad 3500 lokalizacji GNSS. Znajdują się one głównie w Europie, ale przetwarzanie i dystrybucja globalnych danych GNSS staje się również ważnym aspektem, ponieważ wielu członków E-GVAP korzysta z globalnych modeli NWP (numeryczna prognoza pogody – ang. Numerical Weather Prediction). Z tego samego powodu E-GVAP z zadowoleniem przyjmuje współpracę zarówno z instytucjami europejskimi, jak i spoza Europy, w celu zagęszczenia sieci obserwacji meteorologicznych GNSS. Udowodniono, że wykorzystanie danych o opóźnieniach naziemnego systemu GNSS w NWP poprawia umiejętności prognozowania pogody (http://egvap.dmi.dk).

5. Literatura

- ✓ materiały zwarte:
  - Figurski M. (2005). Monitorowanie regionalnych zmian jonosfery z godzinnych obserwacji GPS. Wojskowa Akademia Techniczna, Wydział Inżynierii, Chemii i Fizyki Technicznej, Warszawa.
  - Hofmann-Wellenhof B., Lichtenegger H., Collins J. (1992). Global Positioning System Theory and Practice. Springer-Verlag, Wien New York. wydanie 3
  - Lamparski J. (2001). Navstar GPS od teorii do praktyki, Wydawnictwo Uniwersytetu Warmińsko-Mazurskiego, Olsztyn.
  - Marini J.W., Murray CW. (1973). Correction of laser range tracking data for atmospheric refraction at elevations above 10 degrees. NASAjGSCF X-591-73-351.
  - Seeber G. (1989). Satellitengeodasie: Grundlagen, Methoden und Anwen dungen. Walter de Gruyter, Berlin New York.
- ✓ artykuły naukowe:
  - Arslan N. (2011). Correlation analysis of vertical total electron content, Acta Geophysica, 59, 2, 377-397.
  - Bauersima I. (1983). NAVSTARjGlobal Positioning System (GPS) II, Radiointerferometrische Satellitenbeobachtungen. Mitteilungen der Satelliten-Beobachtungsstation Zimmerwald, Bern, 10.
  - Bevis M., Businger S., Herring T.A., Rocken C., Anthes R.A., Ware R.H. (1992). GPS meteorology: Remote sensing of atmospheric water vapor using the Global Positioning System. Journal of Geophysical Research, Vol. 97, No. Dl4, pp.15,787-15,801.
  - Boudouris G. (1963). On the index of refraction of air, the absorption anddispersion of centimeter waves by gases, Journal of Research of National Bureau of Standards, 67D, 631–684.
  - Chao C.C. (1972). A model for tropospheric calibration from daily surface and radiosonde balloon measurements. Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, California, JPL Technical Memorandum, 391-350.
  - Davis J.L., Herring T.A., Shapiro I.I., Rogers A.E., Elgered G. (1985). Geodesy by radio interferometry: effects of atmospheric modeling errors on estimates of baseline lengths. Radio Science, 20(6), 1593-1607.
  - Douša J. (2010). Precise Near Real-Time GNSS Analyses at Geodetic Observatory Pecn´y Precise Orbit Determination and Water Vapour Monitoring. Acta Geodynamica et Geomaterialia 7, 7–17.
  - Elgered G., Johansson J., Ronnang B. (1985). Methods to correct for the tropospheric delay in satellite-earth range measurements,

Proceedings of the Second SATRAPE Meeting, Saint-Mande, France, November 4 6,60-76.

- Essen L., Froome K.D. (1951). The refractive indices and dielectric constants of air and its principal constituents at 24000 Mc/s. Proceedings of Physical Society, vol 64(B), 862-875.
- Fell P.J. (1980). Geodetic positioning using a Global Positioning System of satellites. Ohio State University, Department of Geodetic Sciences, Columbus, Ohio, vol 299.
- Hadaś T., Bosy J., Rohm W., Kapłon J., Sierny J., Wilgan K. (2014). Modelowanie stanu atmosfery z obserwacji GNSS i meteorologicznych. Magazyn Geoinformacyjny Geodeta, 1 (224), 44-48.
- Hopfield H.S. (1969). Two-quartic tropospheric refractivity profile for correcting satellite data. Journal of Geophysical Research, 74(18). 4487-4499.
- Janes H.W., Langley R.B., Newby S.P. (1989). A comparison of several models for the prediction of tropospheric propagation delay. Proceedings of the Fifth International Geodetic Symposium on Satellite Positioning, Las Cruces, New Mexico, 2, 777-788.
- Kaniuth K. (1986). A local model for estimating the tropospheric path delay at microwave frequencies. Proceedings of the Fourth International Geodetic Symposium on Satellite Positioning, Austin, Texas, vol 1, 589-601.
- Kaniuth K., Stuber K., Tremel H. (1989). A comparative analysis of various procedures for modelling the tropospheric delay in a regional GPS net work. Proceedings of the Fifth International Geodetic Symposium on Satellite Positioning, Las Cruces, New Mexico, vol 2, 767-776.
- Klobuchar J.A. (1987). Ionospheric Time-Delay Algorithm for Single-Frequency GPS Users, Ieee Transactions on Aerospace and Electronic Systems, AES-23, 3, 325-331.
- Lanyi G. (1984). Tropospheric calibration in radio interferometry. Proceedings of the International Symposium on Space Techniques for Geodynamics, Sopron, Hungary, vol 2, 184-195.
- Lamparski J. (2020). Metody eliminacji wpływu jonosfery w systemach GNSS, Wybrane aspekty zabezpieczenia nawigacji lotniczej, 2, 243-269.
- Llewellyn S.K., Bent R.B. (1973). Documentation and Description of the Bent Ionospheric Model, Air Force Geophysics Laboratory, Report AFCRL--TR-73-0657, Hanscom AFB, Massachusetts.

- Mendes V.B. (1999). Modeling the neutral-atmosphere propagation delayin radiometric space techniques. Ph.D. thesis, Deparment of Geodesy and Geomatics Engineering Technical Report No 199, University of New Brunswick, Fredericton, New Brunswick, Canada.
- Rahnemoon M. (1988). Ein Korrekturmodell fur Mikrowellenmessungen zu Satelliten. German Geodetic Commission, Munich, series C, vol 335.
- Reichert G. (1986). A new water-vapor radiometer design. Proceedings of the Fourth International Geodetic Symposium on Satellite Position ing, Austin, Texas, vol 2, 603-613.
- Saastamoinen II. (1973). Contribution to the theory of atmospheric refraction. Bulletin Geodesique, 107, 13-34.

✓ źródła internetowe (uporządkowane wg kolejności cytowania w tekście):

- Skład i budowa atmosfery (https://www.edukator.pl/resources/page/sklad-i-budowa-atmosfery/11075, dostępny 04.07.2025)
- Śledziński J., Sposoby pomiaru GPS (https://geoforum.pl/strona/46813,46833,46919/gnss-krotki-wyklad-alfabet-gps-sposoby-pomiaru-gps/, dostępny 01.07.2025)
- The EUMETNET EIG GNSS water vapour programme (http://egvap.dmi.dk, dostępny 24.07.2025)

✓ źródła internetowe rysunków:

- Rys. 1. Pionowa budowa atmosfery ziemskiej (https://geografia24.pl/budowa-atmosfery/, dostępny 04.07.2025)
- Rys. 2. Pomiar odległości □ od anteny satelity do odbiornika w pomiarach GNSS (http://www.igik.edu.pl/pl/cgig-pozycjonowanie-gnss, dostępny 16.06.2025)
- Rys. 3. Problem nieoznaczoności pełnych cykli długości fal w metodzie fazowej (https://geoforum.pl/strona/46813,46833,46919/gnss-krotki-wyklad-alfabet-gps-sposoby-pomiaru-gps/, dostępny 01.07.2025)