Multiinstrumentalna diagnostyka różnoskalowych nieregularności jonosferycznych

Kacper Kotulak

Rozprawa doktorska napisana pod kierunkiem
prof. dr. hab. inż. Andrzeja Krankowskiego

Olsztyn, 2023

Uniwersytet Warmińsko-Mazurski w Olsztynie
Wydział Geoinżynierii

Niniejszą rozprawę dedykuję mojej ukochanej żonie, Natalii i moim bliskim, którzy często wierzyli w ten doktorat bardziej ode mnie.

Szczególne podziękowania składam prof. Andrzejowi Krankowskiemu oraz moim kolegom z Centrum Diagnostyki Radiowej Środowiska Kosmicznego za nieocenione wsparcie nie tylko merytoryczne ale i zwyczajnie ludzkie.

Spis treści

Wprowadzenie **4**

1 Budowa i znaczenie jonosfery **8**

1.1 Budowa i struktura jonosfery 8

1.2 Wpływ jonosfery na sygnały radiowe 12

1.3 Burze magnetyczne i jonosferyczne 16

1.4 Aktywność słoneczna i geomagnetyczna 19

2 Monitorowanie stanu jonosfery **25**

2.1 Techniki monitorowania jonosfery 25

2.2 Międzynarodowa Służba GNSS – IGS i jonosferyczna grupa robocza . . 43

3 ROT i ROTI jako narzędzia monitorowania nieregularności w jonosferze **51**

3.1 Algorytm wyznaczania miar fluktuacji – ROT i ROTI 52

3.2 Regionalne mapy ROTI w podejściu multikonstelacyjnym 60

3.3 Monitorowanie nieregularności jonosferycznych w czasie rzeczywistym w ramach polsko-chińskiego projektu ARTEMIS 67

4 Długookresowa analiza nieregularności jonosferycznych opisanych przez ROTI **71**

5 Analiza zachowania jonosferycznych nieregularności w czasie burz geomagnetycznych **81**

5.1 Wpływ międzyplanetarnego pola magnetycznego na ROTI 82

5.2 Zachowanie ROTI w kontekście miar aktywności geomagnetycznej . . . 84

5.3 Porównanie map ROTI z obserwacjami *in situ* z misji Swarm 89

5.4 Przemieszczające się zaburzenia jonosferyczne (TID) – względne mapy ΔTEC 93

6 Nowa perspektywa – monitorowanie jonosfery przy pomocy teleskopu LOFAR 97

Podsumowanie 100

Bibliografia 103

Wprowadzenie

Istnienie jonosfery było teoretycznie przewidywane już w XIX wieku przez Karla Friedricha Gaussa, lecz jej znaczenie z punktu widzenia nauki i technologii stało się naprawdę istotne wraz z rozwojem technik radiowych. Fale radiowe pozwalają bowiem na zdalne sondowanie plazmy jonosferycznej, lecz wiąże się to z tym, że ich propagacja jest w owym środowisku zaburzana. Wiedza o stanie jonosfery może być kluczowa dla wielu zastosowań naukowych i technicznych, jak np. w radioastronomii czy w przypadku komunikacji radiowej ze sztucznymi satelitami.

Co więcej jonosfera jest również silnie sprzężona z mechanizmami zachodzącymi w ziemskim polu magnetycznym – szczególnie w obszarze dużych szerokości magnetycznych. Ekstremalnie silne burze magnetyczne mogą mieć poważne konsekwencje chociażby dla naziemnej infrastruktury telekomunikacyjnej i elektroenergetycznej.

Obecnie bardzo istotnym zagadnieniem w badaniach jonosfery są nieregularności powstające w jej strukturze. Wiedza o nieregularnościach jest istotna zarówno z punktu widzenia propagacji fal przez jonosferę (lokalne gradienty gęstości o różnych rozmiarach i nasileniach mogą powodować znaczne zakłócenia) jak i monitorowania zdarzeń pogody kosmicznej. Obserwowana jest bowiem istotna zależność pomiędzy aktywnością geomagnetyczną a intensywnością okołozorzowych nieregularności jonosferycznych i ich ekspansją w kierunku równika.

W ostatnich latach coraz bardziej rozpowszechnionym i wydajnym narzędziem do obserwacji nieregularności w jonosferze są Globalne Systemy Nawigacji Satelitarnej (GNSS). Szczególne znaczenie ma w tym przypadku nieporównywalna z innymi technikami masowość i ciągłość obserwacji, na co wpływ ma również rosnąca dostępność wszystkich czterech GNSS: GPS, GLONASS, Galileo i BeiDou. W odpowiedzi na rosnące wśród użytkowników naukowych zainteresowanie kwestią nieregularności jonosferycznych w 2015 roku Międzynarodowa Służba GNSS (IGS) wdrożyła mapy indeksu

ROTI, opisującego fluktuacje gęstości elektronów w jonosferze. Produkt IGS obejmuje mapy opracowane wyłącznie na podstawie obserwacji GPS. Dostępne są one jednak ze słabą rozdzielczością dobową.

Obecne kierunki rozwoju IGS obejmują wspólne wykorzystanie obserwacji z wszystkich czterech obecnie funkcjonujących systemów w ramach podejścia multikonstelacyjnego. Produkty IGS są również rozwijane dla uzyskania coraz lepszych rozdzielczości czasowo-przestrzennych. Szczególne znaczenie w ostatnich latach ma również czasowa dostępność produktów – coraz więcej produktów dostępnych jest w czasie rzeczywistym. Działające na Uniwersytecie Warmińsko-Mazurskim w Olsztynie Centrum Diagnostyki Radiowej Środowiska Kosmicznego (CDRŚK/UWM) bierze aktywny udział w opracowywaniu produktów jonosferyczych jako Centrum Walidacji i Kombinacji produktów IGS. W latach 2019-2023 CDRŚK wraz ze stowarzyszonym centrum analiz (IAAC), działającym w ramach Chińskiej Akademii Nauk (CAS) realizowało współfinansowany przez Narodowe Centrum Badań i Rozwoju (NCBR) i chińskie Ministerstwo Nauki i Technologii (MOST) projekt: „ARTEMIS: Rozwój zaawansowanej metodologii dla wielosystemowych (GPS, Galileo i BeiDou) serwisów jonosferycznych czasu rzeczywistego". W ramach owego projektu autor niniejszej rozprawy jako jeden z głównych wykonawców oraz członek Jonosferycznej Grupy Roboczej IGS[1] miał za zadanie opracowanie europejskich regionalnych map ROTI opartych o podejście multikonstelacyjne i dostępnych w czasie rzeczywistym, które następnie powinno być wdrożone przez IGS jako rozwinięcie obecnego produktu fluktuacyjnego.

W związku z tym w ramach rozprawy opracowano oraz oceniono mapy ROTI oparte o multikonstelacyjne pomiary GNSS pod kątem ich wydajności i wiarygodności jako narzędzia do obserwacji zaburzeń jonosferycznych oraz ich komplementarność z innymi technikami obserwacji. W ramach oceny wydajności przeanalizowano dostępność obserwacji z wszystkich czterech systemów GNSS, ich wewnętrzną zgodność oraz jakość produktów opartych na opracowaniu multikonstelacyjnym. Przeanalizowano również możliwości monitorowania regionalnych wartości ROTI w czasie rzeczywistym. Dla oceny wiarygodności ROTI w analizach aktywności geomagnetycznej przeprowadzono długookresowe analizy klimatologiczne ze szczególnym uwzględnieniem burz geomagnetycznych.

Mapy jonosferyczne już same w sobie są swojego rodzaju multiinstrumentalnym

[1] https://igs.org/wg/ionosphere/

opracowaniem – opierają się o obserwacje z kilkuset, a nawet kilku tysięcy instrumentów. Dodatkowo w przedstawionych w rozprawie autorskich analizach zastosowane zostało podejście multikonstelacyjne, wykorzystujące wszystkie cztery obecnie funkcjonujące GNSS. Jednak potencjał i możliwości monitorowania nieregularności przy pomocy GNSS mogą być znacznie zwiększone poprzez jednoczesne użycie również innych technik pomiarowych. Analiza komplemetarności map ROTI z innymi technikami ma na celu wskazanie punktów wspólnych przejawiających się w obserwowaniu tych samych struktur przy pomocy różnych technik, lecz również wskazania obszarów, w których inne instrumenty i techniki pomiarowe mogą stanowić uzupełnienie i poszerzenie informacji dostarczanych przez mapy ROTI sporządzone w oparciu o dane GNSS.

Rozdziały pierwszy i drugi stanowią fizyczny i techniczny zarys omawianej tematyki. W rozdziale pierwszym opisano budowę i znaczenie jonosfery ze szczególnym naciskiem na jej wpływ na propagację fal radiowych, zwłaszcza w obliczu występowania nieregularności w gęstości plazmy. W rozdziale drugim przedstawiono techniki monitorowania jonosfery od najbardziej klasycznych radarów i jonosond, przez techniki satelitarne (GNSS oraz pomiary plazmy *in situ*) po nowoczesne metody obserwacji oparte o radioteleskop LOFAR. W tym samym rozdziale opisano również produkty jonosferyczne służby IGS oraz sieci permanentnych stacji GNSS dostarczających obserwacji w trybie ciągłym.

Rozdział trzeci przedstawia miary fluktuacji gęstości elektronów (TEC) – ROT oraz ROTI. W tym rozdziale przedstawiono również autorski algorytm opracowywania multikonstelacyjnych map ROTI. Zademonstrowano również możliwości opracowanego w ramach realizacji rozprawy regionalnego, europejskiego produktu ROTI o dostępności w czasie rzeczywistym. W rozdziałach czwartym i piątym przeprowadzono kompleksowe analizy porównawcze opracowanego produktu ROTI, mające na celu ocenę jakości i wiarygodności map. Rozdział czwarty przedstawia klimatologiczne charakterystyki ROTI w kontekście zmian dobowych, sezonowych oraz związanych z 11-letnim cyklem aktywności Słońca. W rozdziale piątym opisano wpływ burz magnetycznych na zachowanie okołozorzowych nieregularności jonosferycznych. Przedstawiono również porównanie map ROTI z bezpośrednimi obserwacjami *in situ* fluktuacji gęstości plazmy przy pomocy satelitów misji Swarm Europejskiej Agencji Kosmicznej (ESA). Część wyników przedstawionych w rozdziałach czwartym i piątym została już opublikowana w dwóch pracach (Kotulak i in., 2020; Kotulak i in., 2021), jednak wcześniejsze analizy zostały

uzupełnione o dodatkowe wyniki, ze szczególnym uwzględnieniem możliwości i jakości produktów multikonstelacyjnych. W rozdziale szóstym przedstawiono możliwości badania struktur w jonosferze za pomocą obserwacji scyntylacji radiowych z użyciem radioteleskopu LOFAR.

Prezentowane w niniejszej rozprawie, opracowane przez autora w ramach realizacji projektu ARTEMIS multikonstelacyjne produkty czasu rzeczywistego w najbliższej przyszłości (po obecnie trwającym okresie testowo-walidacyjnym oraz akceptacji przez Zarząd IGS podczas planowanego IGS Workshop w Bernie w 2024 roku) będą stanowiły rozwinięcie obecnych jonosferycznych produktów fluktuacyjnych IGS, a w szczególności dobowego produktu ROTI dla półkuli północnej (opartego wyłącznie o obserwacje GPS).

Rozdział 1

Budowa i znaczenie jonosfery

1.1 Budowa i struktura jonosfery

Jonosfera często nie jest wyróżniana w klasycznym podziale atmosfery na troposferę, stratosferę, mezosferę, termosferę i egzosferę. Ta klasyfikacja za kryterium podziału bierze bowiem wysokościowy gradient temperatury. Jonosfera jest górną warstwą ziemskiej atmosfery, w której promieniowanie słoneczne (głównie w zakresie skrajnego ultrafioletu – EUV oraz promieniowania rentgenowskiego) powoduje jonizację atomów i cząstek neutralnej atmosfery. Jonosfera w klasycznym podziale pokrywa się z termosferą – fotojonizacja odpowiedzialna jest zarówno za obecność plazmy jak i za charakterystykę temperaturową termosfery. Najniższa część jonosfery o stosunkowo niskim stopniu jonizacji (tzw. warstwa D) obejmuje również górną mezosferę.

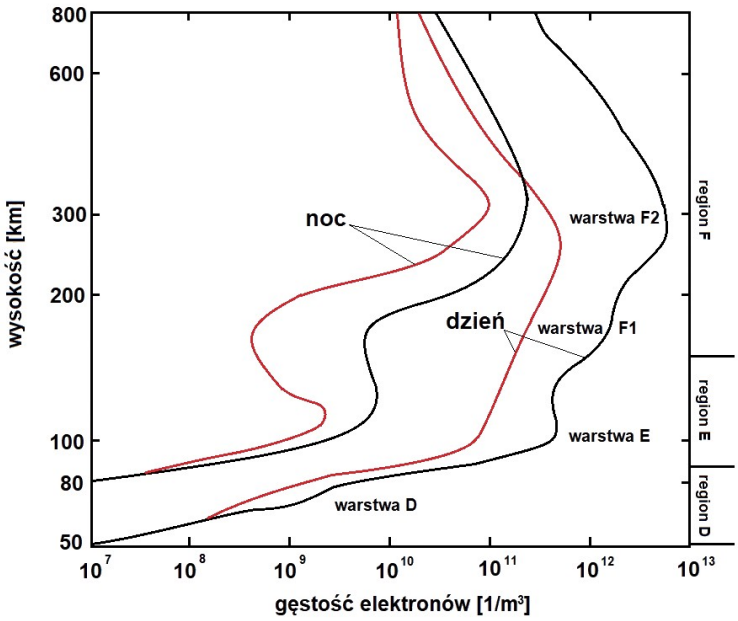
Należy jednak pamiętać, że jonosfera mimo „znacznej jonizacji", wciąż w przeważającej większości składa się z atomów i cząstek neutralnych – ich liczność jest większa o ok. trzy rzędy wielkości. Ma to o tyle istotne znaczenie, że w procesach dynamicznych zachodzących w jonosferze, ważną rolę odgrywają zderzenia elektronów i jonów ze składnikami neutralnej atmosfery – gradienty ciśnienia oraz wiatry wiejące w termosferze stanowią jeden z podstawowych czynników sterujących jonosferą (Ondoh i Marubashi, 2007).

Jonosfera nie jest jednak ośrodkiem jednorodnym – jest silnie zróżnicowana zarówno w czasie jak i przestrzeni. Ilość promieniowania słonecznego odpowiedzialnego za jonizację jest różna w zależności od pory dnia i pory roku a więc pozycji i orientacji Ziemi względem Słońca. Ponadto aktywność Słońca wykazuje pewną okresowość – średni jej

poziom maleje i rośnie w cyklach jedenastoletnich. Gęstość plazmy w jonosferze zmienia się więc w czasie w cyklach dobowych, sezonowych oraz w jedenastoletnich cyklach aktywności słonecznej.

Jak wspomniano wcześniej, za jonizację górnej atmosfery odpowiada głównie promieniowanie rentgenowskie oraz EUV. Stopień jonizacji nie jest jednak również taki sam przez całą rozciągłość wysokościową jonosfery.

Promieniowanie o różnej długości fali w różnym stopniu jonizuje określone atomy i molekuły atmosfery. O ile w dolnej atmosferze rozkład poszczególnych jej składników jest mniej więcej jednorodny, to już na wysokościach termosferycznych atmosfera jest na tyle rzadka, że dochodzi do grawitacyjnej separacji – cięższe molekuły i atomy mają tendencję do gromadzenia się w niższych warstwach, podczas gdy lżejsze – wyżej. Maksimum gęstości plazmy występuje na wysokości ok. 300 km. W profilu wysokościowym jonosfery wyróżnia się jednak kilka submaksimów i punktów przegięcia. Są one podstawą do wyróżnienia kilku regionów oraz warstw o różnej koncentracji plazmy i jej dynamice.



Rysunek 1.1: Wysokościowy rozkład gęstości elektronów w czasie minimum (kolor czerwony) i maksimum (czarny) aktywności słonecznej w ciągu dnia i nocą. Wykonano na podstawie Emery i Camps, 2017.

Rozkład wysokościowy gęstości plazmy jest wypadkową jonizacji, rekombinacji jonów z elektronami oraz ruchu plazmy na skutek zderzeń cząstek zjonizowanych z neutralnymi składnikami. W ogólny zarysie intensywność fotojonizacji wzrasta wraz z wysokością, lecz wraz z wysokością maleje również gęstość neutralnych gazów. Na wysokości ok. 300 km jonizacja i rekombinacja jonów osiągają równowagę. Powyżej tego poziomu gęstość plazmy sukcesywnie spada. Region, w którym występuje szczytowa gęstość elektronów określany jest mianem obszaru F. W ciągu dnia na ogół rozróżniamy dwie warstwy: F_2 oraz F_1. To w warstwie F_2 występuje maksimum koncentracji plazmy. Warstwa F_1 kształtuje się wówczas, gdy szybkość jonizacji znacznie przekracza szybkość rekombinacji – powstaje wówczas submaksimum w regionie F odpowiadające warstwie F_1. W nocy przy zaniku jonizacji gęstość plazmy znacznie maleje, warstwa F_1 na ogół całkowicie zanika, jednak obszar F wciąż się utrzymuje dzięki dopływowi cząstek z wyższych partii jonosfery.

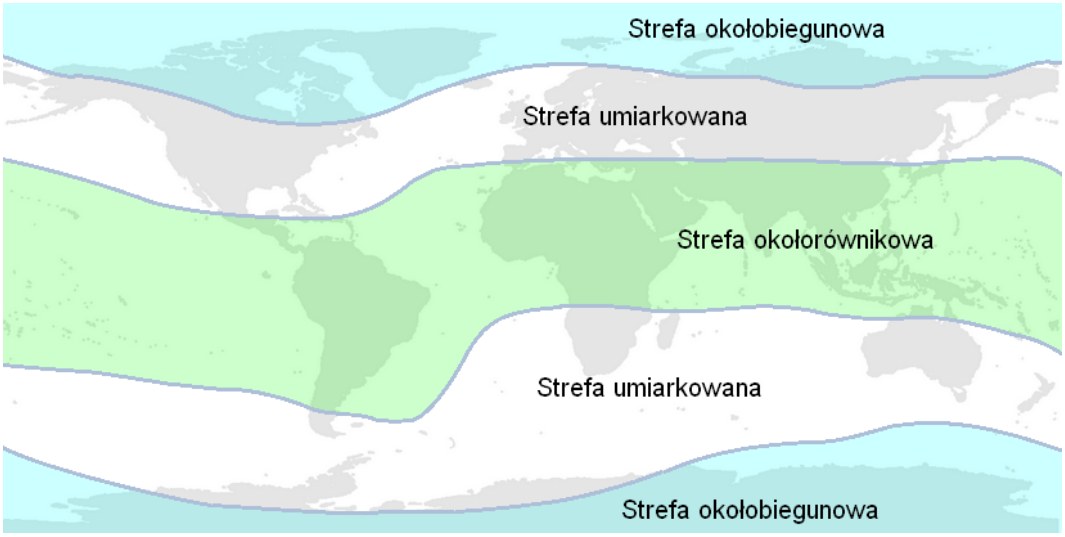
Jak już wspomniano, na wysokościach jonosferycznych dochodzi do znaczącej separacji grawitacyjnej składników atmosfery – na wysokościach poniżej regionu F dominują cięższe jony molekularne. To właśnie ich jonizacja odpowiada za formowanie się warstwy E. Na wspomnianych wysokościach często powstają tzw. uskoki wiatru (*wind shear*), które powodują koncentrację jonów w cienkiej warstwie nazywanej sporadyczną warstwą E_s.

Najniższym obszarem jonosfery jest obszar D występujący na wysokościach mezosferycznych, w którym fotojonizacja powodowana jest przez promieniowanie o większych długościach fali. Koncentracja plazmy w obszarze D gwałtownie spada poniżej lokalnego submaksimum wskutek dużej szybkości procesów rekombinacji jonów. Z tej też przyczyny obszar D zanika w nocy.

Poza zmiennością w czasie i wysokości, gęstość plazmy jonosferycznej waha się również wraz z szerokością geograficzną, a mówiąc ściślej – z szerokością magnetyczną (rys. 1.2). W strefie niskich szerokości występuje asymetryczna anomalia równikowa związana ze zjawiskiem fontanny elektromagnetycznej i dryfem $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ nad równikiem magnetycznym. W obszarze okołorównikowym występuje największa koncentracja elektronów. Jednocześnie najwyraźniejsza jest tam zależność gęstości plazmy od pory dnia – dwie chmury (jedna na północ, druga na południe od równika geomagnetycznego) o wysokiej koncentracji elektronów przemieszczające się wraz z pozornym ruchem Słońca po niebie.

W strefach otaczających bieguny magnetyczne Ziemi na plazmę jonosferyczną poważnie wpływa kształt ziemskiego pola magnetycznego w tym rejonie – tzw. leje polarne – chociażby poprzez prądy Birkelanda, płynące równolegle do linii pola magnetycznego (ang. *field-aligned currents*, FAC), które wiążą jonosferę z magnetosferą i wywołują przepływ energii z magnetosfery do jonosfery (Giannattasio i in., 2022). W regionie wysokich szerokości magnetycznych występuje zjawisko wysypywania się elektronów z magnetosfery. Uwzględniając pochodzenie i energię elektronów można wyróżnić trzy strefy i tak patrząc od bieguna – w strefie czapy polarnej występuje opad cząstek z odległego ogona magnetosfery o energiach na poziomie 100 eV, na niższych szerokościach (ok. 75°), w obszarze leja polarnego (*polar cusp*) występują elektrony z powłoki magnetycznej (*magnetosheath*) o energiach do kilkudziesięciu eV, w ostatniej strefie określanej mianem owalu zorzowego pojawiają się elektrony z powłoki plazmowej (*plasma sheath*) osiągające energie kilku eV (Wernik, 1996).

Klasyfikację równoleżnikową jonosfery dopełnia strefa umiarkowanych szerokości geomagnetycznych – jonosfera w tej strefie jest najspokojniejsza, chociaż struktury okołobiegunowe i równikowe podczas burz jonosferycznych mogą rozciągać się również do średnich szerokości.



Rysunek 1.2: Podział jonosfery ze względu na szerokość magnetyczną

Wpływ tak rozumianej jonosfery na propagację fal radiowych możliwy jest do odtworzenia na podstawie odpowiedniego modelu. Istnieje wiele modeli, obrazujących rozkład gęstości plazmy w jonosferze zależnie od czasu, wysokości i położenia (Radicella i Nava,

2020). Wszystkie modele polegają na odtworzeniu gęstości plazmy w danym miejscu i czasie na podstawie ścisłej formuły matematycznej, lecz ze względu na sposób wyprowadzenia owej formuły, dzielimy modele na teoretyczne i empiryczne. W przypadku modeli empirycznych zależność gęstości elektronów od współrzędnych i czasu wyznaczana jest na podstawie historycznych obserwacji np. z jonosond w przypadku modelu IRI (ang. *International Reference Ionosphere* – Międzynarodowa Jonosfera Odniesienia, Bilitza i in., 2022). Modelami empirycznymi są również model Klobuchara (Klobuchar, 1987) i NeQick-G (Prieto-Cerdeira i in., 2014) zaimplementowane w satelitarnych systemach GPS i GALILEO. Modele teoretyczne do wyznaczania parametrów jonosfery zamiast zbioru obserwacji wykorzystują równania opisujące bezpośrednio znane procesy i zależności fizyczne, jak np. model TDIM (z ang. *Time Dependent Ionospheric Model*, (Schunk, 1988)), TIE-GCM (z ang. *Thermosphere Ionosphere Electrodynamics General Circulation Model*, (Richmond, E. C. Ridley i Robie, 1992)) czy GITM (z ang. *Global Ionosphere–Thermosphere Model*, (A. J. Ridley, Deng i Tóth, 2006)).

1.2 Wpływ jonosfery na sygnały radiowe

Fale elektromagnetyczne ulegają zjawisku refrakcji przy przechodzeniu między ośrodkami o różnej gęstości z powodu różnic w prędkości rozchodzenia się fal w odmiennych środowiskach. I tak w powietrzu sygnały radiowe będą rozchodzić się z inną prędkością niż w próżni. W jonosferze refrakcja związana jest jednak nie tylko z gęstością gazów atmosferycznych. Istotnym źródłem refrakcji jonosferycznej jest pole elektromagnetyczne plazmy – jony i wolne elektrony oddziałują z falami wpływając znacząco na ich propagację.

Powszechnie używaną miarą gęstości plazmy w jonosferze jest całkowita zawartość elektronów – *Total Electron Content*, TEC. Materia zjonizowana jonosfery poza wolnymi elektronami składa się również z jonów, jednak liczba elektronów jest w przybliżeniu równa sumie jonów atomowych i cząsteczkowych – stan taki określa się terminem plazmy quasi-neutralnej. Ponadto częstotliwość cyklotronowa elektronów jest dużo wyższa od częstości cyklotronowej jonów, przez co to właśnie wolne elektrony w dużo większym stopniu oddziałują z falami radiowymi przechodzącymi przez jonosferę.

Parametr TEC opisuje gęstość kolumnową jonosfery – zintegrowaną liczbę elektronów w walcu o średnicy jednego metra i wysokości odpowiadającej drodze sygnału przez

jonosferę:

$$TEC = \int n_e. \tag{1.1}$$

Dla fal radiowych powyżej 100 MHz, współczynnik refrakcji można w przybliżeniu opisać jako:

$$\mu = 1 - \frac{k}{f^2} n_e, \tag{1.2}$$

gdzie f oznacza częstotliwość fali, zaś k współczynnik równy $40.3 m^3/s^2$ (Jakowski, 1996). Jeśli za n_e w równaniu 1.2 zostanie podstawiony TEC zdefiniowany przez równanie 1.1 i wyrażony w jednostkach TECU (z ang. *TEC Unit*) – $1 TECU = 10^{16} e/m^2$, to otrzymamy wzór na wydłużenie drogi sygnału radiowego przez jonosferę:

$$\Delta S = \frac{k}{f^2} TEC. \tag{1.3}$$

Pasmo radiowe jest kluczowe chociażby z punktu widzenia komunikacji ze sztucznymi satelitami – obok światła widzialnego jest bowiem jedynym zakresem promieniowania elektromagnetycznego przepuszczanym przez ziemską atmosferę. Dlatego też modelowanie jonosfery jest istotne z punktu widzenia propagacji transjonosferycznych sygnałów i fal radiowych (przez sygnał radiowy należy rozumieć informację nałożoną na falę nośną poprzez jej zmodulowanie). Do częstotliwości ok. 30 MHz sygnały są bardzo silnie degradowane przez jonosferę na skutek zjawisk odbicia, a na niższych częstotliwościach również absorbcji. Wraz ze wzrostem częstotliwości wpływ jonosfery na fale radiowe maleje. Plazma jonosferyczna w przeciwieństwie do neutralnej atmosfery jest ośrodkiem dyspersyjnym dla fal radiowych – stopień refrakcji uzależniony jest od częstotliwości fali. Zjawisko to można obrazowo porównać do rozszczepienia białego światła na składowe barwy w pryzmacie (Davies, 1990).

Jak wspomniano wyżej, jonosfera jest możliwa do modelowania, a jej wpływ na transjonosferyczne sygnały radiowe możliwy do prześledzenia. Jonosfera nie jest jednak tak ciągłym i regularnym ośrodkiem. Przeciwnie – plazma w jonosferze jest wskutek znacznej wariacji czasowo-przestrzennej silnie niestabilna. W jej rozkładzie często powstają struktury o różnej skali określane jako nieregularności jonosferyczne – obejmują one rozmiary od kilku centymetrów do kilkudziesięciu, a nawet kilkuset kilometrów. Wspomniana wyżej sporadyczna warstwa E_s również jest krótkotrwałą strukturą o

mocno lokalnym zasięgu, więc może być traktowana jako nieregularność, choć powodowana jest uskokami wiatru w neutralnej termosferze. Duża część nieregularności powstaje wskutek niestabilności samej plazmy – nawet drobne nieregularności w gęstości elektronów generują pola elektryczne, które z kolei mogą wzmagać fluktuacje plazmy. Ponieważ jony i wolne elektrony poruszają się z różną prędkością, w jonosferze generowany jest przepływ prądu. Lokalne pola elektryczne odpowiadają za powstawanie struktur o zmiennej gęstości plazmy (Ondoh i Marubashi, 2007).

Nieregularności jonosferyczne sprawiają m.in., że warstwa F nie jest jednorodną warstwą o ustalonej gęstości i wysokości. Często występującą strukturą jest tzw. rozproszone F (*spread F*) (Herman, 1966) – warstwa F jest wówczas niejako rozproszona – występują w niej chmury plazmy o podwyższonej gęstości i zmiennej wysokości (Perkins, 1973).

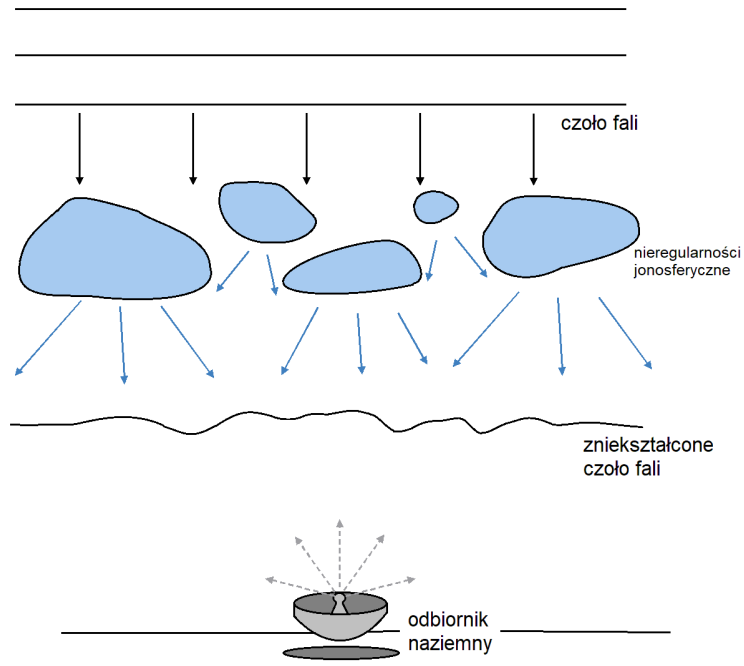
Rozproszone F występuje niemalże na wszystkich szerokościach magnetycznych (Ondoh i Marubashi, 2007) poza pasem pomiędzy równoleżnikami 20° i 40° szerokości magnetycznej północnej i południowej. W strefie równikowej jest ono dodatkowo wzmagane przez niestabilność Rayleigha-Taylora, która powoduje powstawanie tzw. bąbli plazmowych (ang. *plasma bubbles*) (Zakharenkova, Astafyeva i Cherniak, 2016). Mniej gęsta plazma z niższych partii jonosfery generuje „bąbelkowate" struktury w regionie F – efekt ten można przyrównać do pęcherzyków oleju unoszących się w wodzie. Rozproszone F w jonosferze okołobiegunowej występuje właściwie przez cały czas – specyficzne oddziaływanie magnetosfery oraz prądy elektryczne w tym regionie sprzyjają powstawaniu nieregularności. Rozproszone F, zasilane plazmową niestabilnością Perkinsa (Perkins, 1973; Behnke, 1979) występuje również często na średnich szerokościach geomagnetycznych – poniżej koła podbiegunowego do szerokości ok. 40°.

Rozproszone F zwłaszcza przy współwystępowaniu warstwy E_s może wiązać się z podróżującymi zaburzeniami jonosferycznymi (TIDs – z ang. *Travelling Ionospheric Disturbances*) (Bencze i Bakkii, 2002). TIDs generowane są przez akustyczne fale grawitacyjne (AGWs – z ang. *Acoustic Gravity Waves*), które z kolei są odpowiedzią na gwałtowne zjawiska w magnetosferze (burze i subburze magnetyczne), neutralnej atmosferze (burze, huragany, tornada) lub nawet litosferze (erupcje wulkanów, trzęsienia ziemi).

Fluktuacje w gęstości jonosferycznej plazmy mogą powodować silne zróżnicowanie wartości TEC o mocno lokalnym zasięgu, co ma duże znaczenie z punktu widzenia tech-

nologii opartych o odbiorniki radiowe rozlokowane na większych obszarach. Jonosfera może w różnym stopniu zniekształcać fale radiowe z jednego źródła, rejestrowane przez oddalone od siebie odbiorniki.

Mniejsze struktury w gęstości plazmy mogą też wpływać na pojedynczy sygnał radiowy nawet jeśli pominiemy kwestię refrakcji i związanego z nią opóźnienia. Fale radiowe pomiędzy nadajnikiem i odbiornikiem rozchodzą się wewnątrz elipsoidalnego obszaru zwanego strefą Fresnela. Drobne nieregularności jonosferyczne mogą zawierać się w całości wewnątrz strefy Fresnela. Przejście fali przez zróżnicowaną strukturę powoduje zniekształcenie jej czoła a w rezultacie fluktuacje amplitudy określane mianem scyntylacji (rys. 1.3). Efekt ten obserwowany przez odbiornik radiowy na Ziemi przypomina migotanie gwiazd na nocnym niebie.



Rysunek 1.3: Schemat (nie w skali) mechanizmu powstawania scyntylacji.

Maksymalny rozmiar struktur powodujących scyntylacje determinuje skala Fresnela, opisywana wzorem:

$$F_R = \sqrt{2R\lambda}, \tag{1.4}$$

gdzie R oznacza odległość do struktury powodującej scyntylacje, zaś λ długość fali. Oznacza to, że rozmiar struktur wywołujących scyntylacje jest proporcjonalny do długości fali – większe struktury powodują scyntylacje fal o niższych częstotliwościach. Jak wspomniano powyżej, stopień refrakcji jonosferycznej generalnie maleje wraz z długością fali (1.2). Podobnie rzecz wygląda w przypadku scyntylacji – ich intensywność maleje wraz ze wzrostem częstotliwości, według zależności $f^{-1.5}$ (Fremouw i in., 1978). Wpływ scyntylacji jest zatem tym istotniejszy, im dłuższe fale są rozważane – po pierwsze zgodnie ze wspomnianą zależnością scyntylacje są silniejsze, po drugie nawet duże struktury jonosferyczne mogą je powodować.

Do opisu scyntylacji fal radiowych wykorzystuje się indeks S_4, definiowany jako (Briggs i Parkin, 1963):

$$S_4 = \sqrt{\frac{\langle I^2 \rangle - \langle I \rangle^2}{\langle I \rangle^2}}, \tag{1.5}$$

gdzie I oznacza obserwowaną amplitudę sygnału, zaś $\langle\rangle$ uśrednianie w czasie.

Jonosfera jest zatem niezwykle istotnym środowiskiem z punktu widzenia propagacji fal radiowych. Co więcej jest też niezwykle złożonym i dynamicznym środowiskiem. Wiele czynników fizycznych powoduje zmiany gęstości plazmy o bardzo zróżnicowanym zasięgu. Szczególnie podatne na powstawanie nieregularności są regiony równikowej i okołopolarnej jonosfery. Nie można jednak zapominać, że jonosfera jest bardzo wrażliwa na zjawiska występujące w kosmicznym otoczeniu Ziemi, wpływające na jej pole magnetyczne. W takich sytuacjach strefy zaburzeń jonosferycznych rozciągają się również na umiarkowane szerokości magnetyczne (Kotulak i in., 2020).

1.3 Burze magnetyczne i jonosferyczne

Jonosfera jako ośrodek zjonizowany, magnetycznie nieobojętny, pozostaje w ścisłym związku z magnetosferą – oba obszary są połączone tymi samymi liniami pola magnetycznego i oddziałują między sobą elektrycznie. Zachodzi pomiędzy nimi wymiana energii oraz cząstek – głównie elektronów (Kamide i Baumjohann, 1993). Oddziaływanie na linii jonosfera-magnetosfera jest szczególnie wyraźne w strefie zorzowej (Baumjohann, 1982). Zależność ta sprawia, że zakłócenia pola magnetycznego, jak np. w czasie subburz i burz magnetycznych mają swoje odzwierciedlenie w jonosferze.

Burze geomagnetyczne nie są zjawiskami, które często przyciągają uwagę – są zwykle zauważane w kontekście widoczności zorzy polarnej na średnich lub nawet niskich szerokościach geograficznych. Z burzami magnetycznymi często wiąże się wzmożony wysyp wysokoenergetycznych cząstek z magnetosfery spowodowany wiatrem słonecznym. To właśnie plazma magnetosferyczna na jonosferycznych wysokościach powoduje owo świecenie nazywane zorzą polarną. Silny wiatr słoneczny wymuszający opad cząstek do jonosfery powoduje również siłą rzeczy wzmożoną jonizację ośrodka.

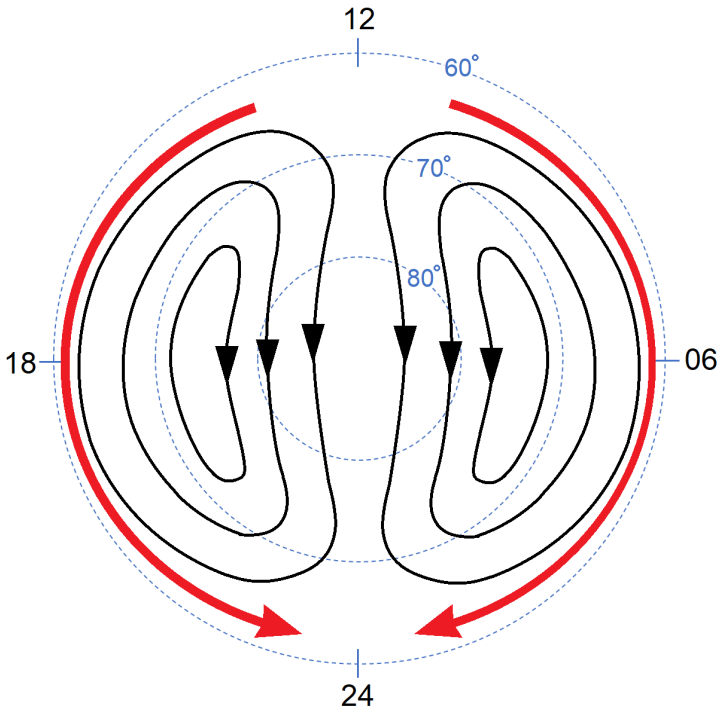
Należy pamiętać, że pole magnetyczne jest niezwykle istotnym ośrodkiem z punktu widzenia życia na Ziemi. Magnetosfera stanowi rodzaj bariery ochronnej przed zabójczym dla istot żywych promieniowaniem i materią słoneczną, a ponieważ oddziałuje z cząstkami energetycznymi i promieniowaniem elektromagnetycznym, jest w tym procesie naturalnie zakłócana. Magnetosfera i ściśle połączona z nią jonosfera są integralnymi częściami tzw. pogody kosmicznej (ang. *space weather*) – złożonym zbiorem interakcji między Słońcem a Ziemią.

Zakłócenia pola magnetycznego Ziemi mogą powodować cały szereg negatywnych skutków w wielu aspektach życia codziennego (Boteler, 1991; Davies, 1990). W historii odnotowano zdarzenia o tak dużej skali, że powodowały przerwy w dostawie energii oraz poważne uszkodzenia infrastruktury telegraficznej (Boteler, 1991; Green i in., 2006). W dzisiejszych czasach ludzkość w znacznie większym stopniu jest uzależniona od energii elektrycznej, a zatem podobne wydarzenia mogą mieć poważne konsekwencje ekonomiczne dla systemów energetycznych i telekomunikacyjnych, a nawet infrastruktury transportowej. Iskrzenie na powierzchni rurociągów spowodowane indukowanymi prądami może przyczyniać się do wzmożonej korozji (Ondoh i Marubashi, 2007).

Częstotliwość burz magnetycznych maleje jednak wraz z ich skalą – ekstremalne burze występują najwyżej kilka razy w ciągu jednego, pełnego 11-letniego cyklu słonecznego (Abe i in., 2023). Ocenia się też, że potężne zjawiska o potencjalnie katastrofalnym wpływie na infrastrukturę techniczną zdarzają się w jeszcze większych odstępach czasowych liczonych w dziesiątkach i setkach lat (Kataoka, 2020). Długoterminowe prognozowanie silnych zjawisk pogody kosmicznej obarczone jest wieloma ograniczeniami, jest jednak kluczowe z punktu widzenia możliwych konsekwencji (Riley i Love, 2017).

Jonosferyczną odpowiedź na burzę magnetyczną określa się mianem burzy jonosferycznej. Burze jonosferyczne mogą przejawiać się dwojako: jako wzrost lub spadek szczytowej gęstości elektronów. Oba zjawiska powodowane są innymi mechanizmami

fizycznymi – spadek koncentracji elektronów wywołany jest ogrzewaniem się termosfery i związanym z tym wzrostem szybkości rekombinacji jonów z elektronami, z kolei wzrost gęstości plazmy w warstwie $F2$ powodowany jest przez unoszenie plazmy z niższych partii, przez wiatry termosferyczne bądź przez wzmożony dryf $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ (Ondoh i Marubashi, 2007).



Rysunek 1.4: Schemat konwekcji plazmy (czarne strzałki wskazują kierunek dryfu plazmy) oraz elektrodżetu zorzowego (czerwone strzałki) w układzie współrzędnych magnetycznych MLT–MLAT (z ang. *magnetic local time – magnetic latitude*, magnetyczny czas lokalny – szerokość magnetyczna). Wykonano na podstawie Milan i in., 2017; Chen, Heelis i Cumnock, 2016)

Burze jonosferyczne przejawiają się też w intensyfikacji powstawania nieregularności w jonosferze. Burze magnetyczne mają istotny wpływ na prądy płynące w jonosferze na wysokich szerokościach. Jednym z istotniejszych mechanizmów oddziaływania między wiatrem słonecznym i magnetosferą widocznych w jonosferze jest konwekcja plazmy w strefie wysokich szerokości magnetycznych. Jest to horyzontalny dryf plazmy od strony dziennej do nocnej jonosfery przez region czapy polarnej, a następnie powrót na niż-

szych szerokościach przez sektor wieczorny i poranny. Na skutek konwekcji powstają dwa wiry plazmy po stronie porannej i wieczornej (Rys. 1.4), a powstała różnica potencjałów wywołuje przepływ prądu (Wernik, 1996). Prądy płynące w poprzek linii pola magnetycznego w strefie konwekcji plazmy wzmagają niestabilności plazmy i wzmagają powstawanie różnoskalowych nieregularności jonosferycznych.

Wzdłuż równikowych granic wirów wywołanych konwekcją plazmy od strony dziennej do nocnej (a więc przeciwnie do kierunku konwekcji plazmy) przez sektor poranny i wieczorny płyną dwa silne prądy określane mianem tzw. elektrodżetu zorzowego (ang. *auroral electrojet*, rys. 1.4). Jest on silnie związany z układem prądów elektrycznych odpowiedzialnych za rozprzestrzenianie się efektów burz magnetycznych (Akasofu, 2017). Zaburzenia w polu magnetycznym powodują powstawanie asymetrii w konwekcji plazmy i w efekcie asymetrię elektrodżetów, co wzmaga niestabilność plazmy. Zasilany zaburzeniami pola magnetycznego oraz opadem wysokoenergetycznych cząstek elektrodżet rozszerza się w kierunku równika ku niższym szerokościom magnetycznym.

Wraz z rozszerzającym się obszarem zorzowego elektrodżetu zwiększa się też obszar występowania nieregularności w gęstości plazmy – zasięg struktur typowych dla jonosfery okołobiegunowej obejmuje również niższe szerokości geomagnetyczne.

Ekspansja owalu zorzowego w kierunku równika może być spowodowana również magnetosferycznymi zjawiskami o nieco mniejszej skali – subburzami magnetosferycznymi. Subburze na ogół trwają krócej (zwykle od jednej do kilku godzin) i mają zasięg ograniczony do owalu zorzowego. Wprawdzie zarówno burze jak i subburze związane są z międzyplanetarnym polem elektrycznym E_y i magnetycznym (IMF – z ang. *Interplanetary Magnetic Field*), jednak mają nieco inną naturę i odpowiadają na różne zachowania E_y i IMF (Kamide i Baumjohann, 1993).

Monitorowanie nieregularności w jonosferze jest zatem istotne nie tylko z punktu widzenia propagacji fal radiowych, ale stanowi też istotny komponent prognozowania pogody kosmicznej.

1.4 Aktywność słoneczna i geomagnetyczna

Promieniowanie słoneczne i powodowana przez nie fotojonizacja, jak wspomniano wcześniej, jest warunkiem koniecznym samego istnienia jonosfery. Słońce oraz ziemska magnetosfera wraz z jonosferą są powiązane wzajemnymi oddziaływaniami w ramach sys-

temu, który wcześniej został zdefiniowany jako pogoda kosmiczna.

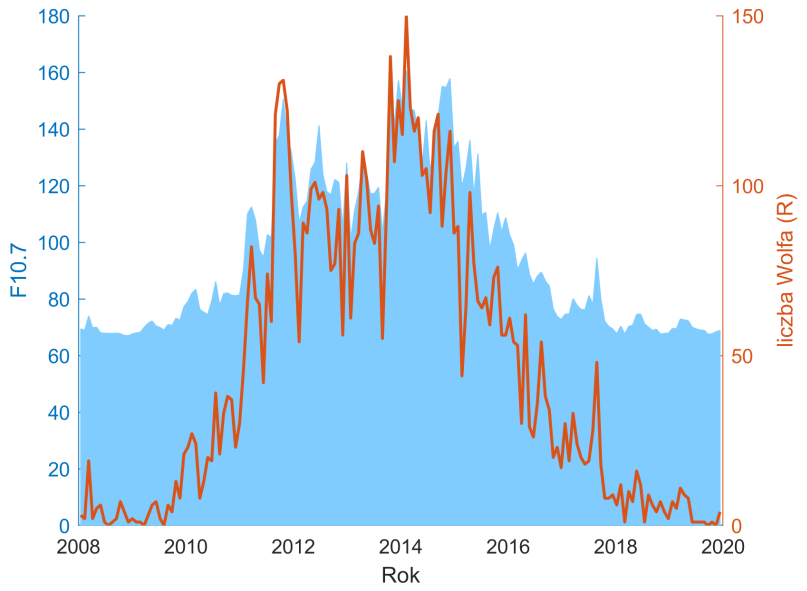
Magnetosfera i jonosfera powiązane są oddziaływaniami elektrycznymi, magnetycznymi i wymianą cząstek plazmy. Wpływ Słońca zaś można podzielić na dwie kategorie – pierwszą jest wspomniana fotojonizacja spowodowana samym promieniowaniem słonecznym. Poza promieniowaniem elektromagnetycznym, najbliższa Ziemi gwiazda nieprzerwanie emituje również strumień plazmy zwane wiatrem słonecznym (ang. *solar wind*) – w obszarze jego oddziaływania znajduje się cały Układ Słoneczny. Wiatr słoneczny niesie ze sobą pole magnetyczne (IMF – z ang. *interplanetary magnetic field*) i co szczególnie istotne z punktu widzenia burz magnetycznych i jonosferycznych owo międzyplanetarne pole magnetyczne może być różnie ukierunkowane. Wyróżnia się dwa rodzaje wiatru słonecznego: szybki oraz wolny. Wolny porusza się z prędkościami rzędu 400 km/s i jest typowy dla strefy równikowej Słońca – w obszarze oddziaływania tej strefy znajduje się również Ziemia. Wiatr szybki związany jest z tzw. dziurami koronalnymi (amg. *coronal holes*) – są to obszary, w których linie pola magnetycznego są otwarte. Wiatr słoneczny nad nimi osiąga prędkości w zakresie 500-800 km/s (Aschwanden, 2005).

Poziom promieniowania słonecznego docierającego do Ziemi nie jest stały i nie zależy to wyłącznie od różnej odległości Ziemi od Słońca w ciągu roku. Samo Słońce przejawia różny poziom aktywności w regularnych cyklach trwających 11 lat. Dla ludzi nie jest to bezpośrednio zauważalne, ponieważ poziom emisji światła widzialnego (podobnie jak bliskiego ultrafioletu) zmienia się bardzo nieznacznie (na poziomie promili). Wyraźne różnice jednak można zaobserwować w przypadku zakresów istotnych z punktu widzenia jonizacji jonosfery – promieniowania X i UV a także w przypadku fal radiowych (Popielawska, 2002). Najbardziej znaną miarą aktywności Słońca jest liczba Wolfa – R, opisująca liczbę plam i obszarów aktywnych na Słońcu.

Okresy podwyższonej aktywności Słońca wiążą się też ze zjawiskami wpływającymi znacznie na strukturę i zachowanie wiatru słonecznego – częściej zdarzają się koronalne wyrzuty materii (CME – z ang. *coronal mass ejection*). CME to duże obłoki wysokoenergetycznej plazmy, niosącej silne pola magnetyczne. Prędkość CME może znacznie przekraczać prędkość zarówno wolnego jak i szybkiego wiatru słonecznego, osiągając nawet poziom 2000 km/s (Aschwanden, 2005).

Słońce wpływa zatem bardzo różnorako na układ magnetosfera-jonosfera. Istotny jest zarówno podwyższony poziom promieniowania jak i wpływ międzyplanetarnego

pola magnetycznego oraz samych cząstek energetycznych w niesionej wiatrem słonecznym plazmie.



Rysunek 1.5: Średnie 27-dniowe wartości strumienia $F_{10.7}$ oraz liczby Wolfa (R) w przeciągu 24 cyklu słonecznego trwającego od końca 2008 do 2019 roku.

Poza wspomnianą liczbą Wolfa R, istotnym wskaźnikiem aktywności Słońca jest natężenie strumienia promieniowania o długości fali 10.7 cm – odpowiada ona falom radiowym o częstotliwości 2800 MHz. Jak wspomniano zmienny poziom aktywności Słońca przejawia się głównie w natężeniu promieniowania radiowego oraz w zakresach fal krótkich – dalekim ultrafiolecie i promieniowaniu rentgenowskim. Jako że wszystkie trzy zakresy związane są z tymi samymi obszarami na Słońcu, naziemne obserwacje fal o długości 10.7 cm są dobrym wskaźnikiem pozostałych dwóch zakresów, które nie docierają do powierzchni Ziemi, ale wpływają na jonizację jonosfery (Tapping, 2013). Na podstawie obserwacji strumienia o częstotliwości 2800 MHz (z szerokością pasma 100 MHz) przy pomocy dwóch kanadyjskich monitorów, wyznaczany jest indeks $F_{10.7}$.

O ile obserwacje promieniowania słonecznego w zakresie radiowym mogą być z powodzeniem prowadzone za pomocą instrumentów naziemnych, badania wiatru słonecznego wymagają już instrumentów umieszczonych w przestrzeni kosmicznej. Od lat 90. aż po dziś dzień informacji o IMF oraz parametrach plazmy dostarczają sondy Wind (Lepping i in., 1995; Kasper, Lazarus i Gary, 2002) i ACE (Smith i in., 1998; Mccomas i in.,

1998) umieszczone pomiędzy Ziemią a Słońcem, w punkcie libracyjnym L1. Punkt L1 znajduje się ok 1,5 mln km od Ziemi a więc w 1/100 drogi z Ziemi do Słońca, toteż sondy tam umieszczone dość dobrze obrazują parametry wiatru słonecznego, docierającego do Ziemi.

W przypadku IMF istotne są informacje nie tylko o jego natężeniu lecz również o orientacji, a więc poszczególnych składowych. Standardowo wyróżnia się trzy składowe: B_x, B_y i B_z. Składowa B_x pokrywa się z osią Ziemia–Słońce, składowa B_z jest prostopadła do płaszczyzny ekliptyki i określa orientację północ-południe pola magnetycznego. Układ dopełnia składowa wzdłuż osi wschód-zachód B_y – odpowiada ona za południkowe asymetrie w ziemskim polu magnetycznym. Z punktu widzenia burz geomagnetycznych i aktywności zorzowej kluczowe znaczenie ma składowa B_z

Ziemskie pole magnetyczne jest skierowane na północ (przy czym należy uściślić, że chodzi o północ geograficzną). Silne międzyplanetarne pole magnetyczne skierowane na południe (a więc o ujemnej wartości B_z, przeciwnie do kierunku ziemskiego pola magnetycznego) wywołuje znaczne nasilenie konwekcji plazmy i wzmożone wysypywanie się cząstek magnetosferycznych i plazmosferycznych do jonosfery. W efekcie zwiększa się przewodnictwo elektryczne jonosfery i pojawia się tzw. prąd płynący ze wschodu na zachód – prąd pierścieniowy (nazywany również „elektrodżetem równikowym"). Doprowadza to do globalnego osłabienia pola magnetycznego Ziemi, a więc burzy geomagnetycznej (pole magnetyczne prądu pierścieniowego działa odwrotnie do pola magnetycznego Ziemi) (Akasofu, 2017).

Nawet bez gwałtownych zjawisk na Słońcu, jak CME, mogą pojawiać się zaburzenia w układzie magnetosfera-jonosfera. Subburze magnetyczne mogą być wywołane przez odpowiednio zorientowany, niezaburzony wiatr słoneczny (Popielawska, 2002). Do podobnych sytuacji dochodzi, gdy składowa B_z IMF najpierw przez dłuższy czas skierowana jest na północ a następnie gwałtownie zmienia kierunek na południowy (Caan, McPherron i Russell, 1977) – w strefie zorzowej obserwuje się podobne zjawiska jak w przypadku burzy geomagnetycznej, jednak brak jest odpowiedzi geomagnetycznej w skali globalnej.

Aktywność słoneczna wywołuje zatem konkretną odpowiedź w magnetosferze. Podobne reakcje są rejestrowane przy pomocy naziemnych magnetometrów. W oparciu o owe obserwacje wyznaczane są indeksy aktywności geomagnetycznej.

Jednym z podstawowych indeksów geomagnetycznych jest *Dst* (z ang. *Disturbance*

Storm Time). Jest on swojego rodzaju wskaźnikiem wystąpienia burzy geomagnetycznej. Opiera się na opisanej wyżej zależności – w czasie burz geomagnetycznych składowa horyzontalna ziemskiego pola magnetycznego (H) wyraźnie słabnie (Sugiura, 1964). Indeks Dst obliczany jest jako średnie godzinne odchylenie składowej H na podstawie obserwacji z obserwatoriów geomagnetycznych rozmieszczonych na niskich szerokościach.

Na podobnej zasadzie co Dst opierają się indeksy południkowo symetrycznego i asymetrycznego zaburzenia składowych pola magnetycznego: $SYM-H$, $SYM-D$, $ASY-H$ i $ASY-D$. Indeks $SYM-H$ w tym rozumieniu jest tożsamy z Dst – oba stanowią miarę południkowo symetrycznego zaburzenia składowej H pola magnetycznego Ziemi. Indeksy $SYM-H$ i $SYM-D$ obliczane są jednak jako minutowe średnie z obserwacji prowadzonych na sześciu stacjach rozlokowanych wzdłuż równika (choć na nieco wyższych szerokościach niż w przypadku Dst). $ASY-H$ i $ASY-D$ obliczane są jako odchylenia na poszczególnych stacjach od wielkości średnich (Iyemori, 1990). W praktycznych zastosowaniach $SYM-H$ często stanowi alternatywę o wyższej rozdzielczości czasowej dla Dst.

Obserwacje magnetometryczne stanowią również podstawę do obliczania indeksu K_p (z ang. *planetary K index*) (Matzka i in., 2021). Jest on miarą aktywności zorzowej i podstawową obok Dst miarą aktywności geomagnetycznej. Do obliczania indeksu K_p wykorzystywane są obserwacje z magnetometrów na średnich szerokościach – K_p odzwierciedla ekspansję owalu zorzowego ku równikowi. O ile zarówno Dst jak i $SYM-H$, $SYM-D$, $ASY-H$ oraz $ASY-D$ wyrażane są w nanoteslach (nT) – stanowią bezpośrednią miarę natężenia pola magnetycznego, to K_p przyjmuje wartości przedziałowe w zakresie od 0 do 9 (Bartels, Heck i Johnston, 1939).

Indeks AE charakteryzuje elektrodżet zorzowy (podobnie jak indeks Dst opisuje prąd pierścieniowy czyli elektrodżet równikowy), a właściwie dysproporcję pomiędzy elektrodżetem wschodnim i zachodnim – odzwierciedla to różnice pomiędzy komórkami konwekcyjnymi wewnątrz owalu zorzowego (1.4). Indeks AE podobnie jak poprzednie wskaźniki oparty jest o obserwacje składowej horyzontalnej pola magnetycznego Ziemi – w tym przypadku wykorzystywane magnetometry znajdują się wewnątrz i na obrzeżach owalu zorzowego (Davis i Masahisa Sugiura, 1966).

Jak łatwo zauważyć, poprzednie indeksy opisywane były w zależności od zasięgu szerokościowego w porządku od równika ku biegunom. Obserwacje geomagnetyczne prowadzone są również w bezpośrednim sąsiedztwie biegunów. Aktywność w tych ob-

szarach opisuje indeks czapy polarnej (PC – z ang. *polar cap index*) (Troshichev i in., 1988). Składają się na niego dwa komponenty PCN i PCS – odpowiednio dla bieguna północnego i południowego. PCN oparty jest na obserwacjach prowadzonych przez obserwatorium geomagnetyczne Thule na Grenlandii, zaś PCS w oparciu o obserwacje prowadzone na stacji Vostok na Antarktydzie. PC wyrażony jest w miliwoltach na metr (mV/m) i opisuje aktywność magnetyczną wywołaną bezpośrednio przez wiatr słoneczny i jego pole magnetyczne.

Rozdział 2

Monitorowanie stanu jonosfery

2.1 Techniki monitorowania jonosfery

Radary

Teoretyczne podstawy istnienia zjonizowanej warstwy w górnej atmosferze sięgają pierwszej połowy XIX wieku, kiedy Karl Friedrich Gauss zasugerował, że zorze polarne muszą być powiązane z przepływem prądu elektrycznego (Rishbeth, Kohl i Barclay, 1996). Eksperymentalnie istnienie jonosfery zostało potwierdzone dzięki transatlantyckiej transmisji radiowej Marconiego w 1901. Prawdziwy rozwój badań jonosfery rozpoczął się jednak wraz z pierwszymi eksperymentami przy pomocy radarów w latach 20 XX wieku.

Jak wspomniano bowiem powyżej, długie fale radiowe ulegają w jonosferze znacznemu załamaniu, a nawet całkowitemu odbiciu. Dzięki temu możliwe jest badanie gęstości jonosfery i jej wysokościowego rozkładu przy pomocy naziemnych instrumentów radarowych.

Współczesne radary dzieli się na radary koherentnego (CSR – z ang. *coherent scatter radar*) i niekoherentnego rozpraszania (ISR – z ang. *Incoherent Scatter Radar*). Chociaż oba typy są zgodne co do ogólnej zasady działania, polegającej na obserwacji ech, spowodowanych rozpraszaniem wstecznym sygnałów w atmosferze, różnią się wieloma aspektami – zarówno technicznymi jak i fizycznymi.

CSR opierają się na odbiciu sygnału od konkretnych struktur jonosferycznych. Sygnał rozproszony wstecznie interferuje z sygnałem emitowanym – może wówczas nastąpić osłabienie bądź wzmocnienie sygnału. Warunkiem wzmocnienia jest koherentność,

a zatem zgodność w fazie obu sygnałów. Warunkiem tego z kolei jest odpowiedni stosunek rozmiarów obserwowanej struktury – rozmiar napotkanej przez sygnał struktury musi odpowiadać połowie długości emitowanej fali. Dlatego też radary koherentnego rozpraszania operujące na pasmach HF (tak jak opisany poniżej SuperDARN) są w stanie zaobserwować struktury jonosferyczne o rozmiarach rzędu od kilkunastu do kilkudziesięciu metrów (Greenwald i in., 1993).

Odbicie sygnału w przypadku CSR jest w ogóle możliwe wówczas, gdy sygnał emitowany jest prostopadle do linii pola magnetycznego – CSR pozwalają obserwować struktury poruszające się wzdłuż tych linii.

Przykładem aparatury radarowej opartej na rozpraszaniu koherentnym, wykorzystywanej do obserwacji dynamiki jonosfery jest międzynarodowa sieć SuperDARN (z ang. *Super Dual Auroral Radar Network*). Sieć ta obejmuje obecnie ponad 35 instrumentów rozmieszczonych wokół północnego i południowego bieguna magnetycznego[1]. Rozmieszczone na wysokich szerokościach magnetycznych radary sieci SuperDARN stanowią bardzo wydajny instrument do monitorowania konwekcji plazmy w owalu zorzowym i strefie polarnej (e.g. Baker i in., 2007). Ideą stojącą za SuperDARN jest parowanie obserwacji z poszczególnych stacji radarowych – obserwowanie struktur za pomocą dwóch radarów o zachodzących na siebie polach widzenia pozwala wyznaczyć dwuwymiarowy wektor prędkości dryfu plazmy.

Źródłem rozpraszania zwrotnego w radarach niekoherentnych (ISR) są pojedyncze elektrony wzbudzane emitowanymi przez radar falami. Każdy wzbudzony elektron zachowuje się jak antena, emitując echo, które jednak nie jest zgodne w fazie z sygnałem emitowanym. Charakterystyka przesunięcia dopplerowskiego obserwowanych sygnałów pozwala wnioskować o rozkładzie elektronów, a także ich temperaturze, temperaturze jonów oraz procentowym rozkładzie poszczególnych jonów. Echa obserwowane przez ISR są bardzo słabe, dlatego też radary niekoherentne wymagają bardzo dużych mocy emitowanych sygnałów (nawet na poziomie megawatów) (Häggström, 2017). Pod kątem zakresu możliwości ISR są najwszechstronniejszym narzędziem do sondowania jonosfery z poziomu Ziemi – pozwalają wyznaczyć pełen profil gęstości plazmy wraz z jej składem jonowym, rozkładem temperatury i prędkością dryfu. Z drugiej jednak strony ograniczone są swoimi wymaganiami technicznymi – emisja silnych sygnałów zużywa dużo energii, ponadto przetwarzanie danych wymaga dalece bardziej zaawansowanych algo-

[1] https://www.superdarn.ca/about

rytmów niż w przypadku radarów koherentnych. Z tych też powodów istnieje zaledwie kilkanaście radarów niekoherentnych na całym świecie.

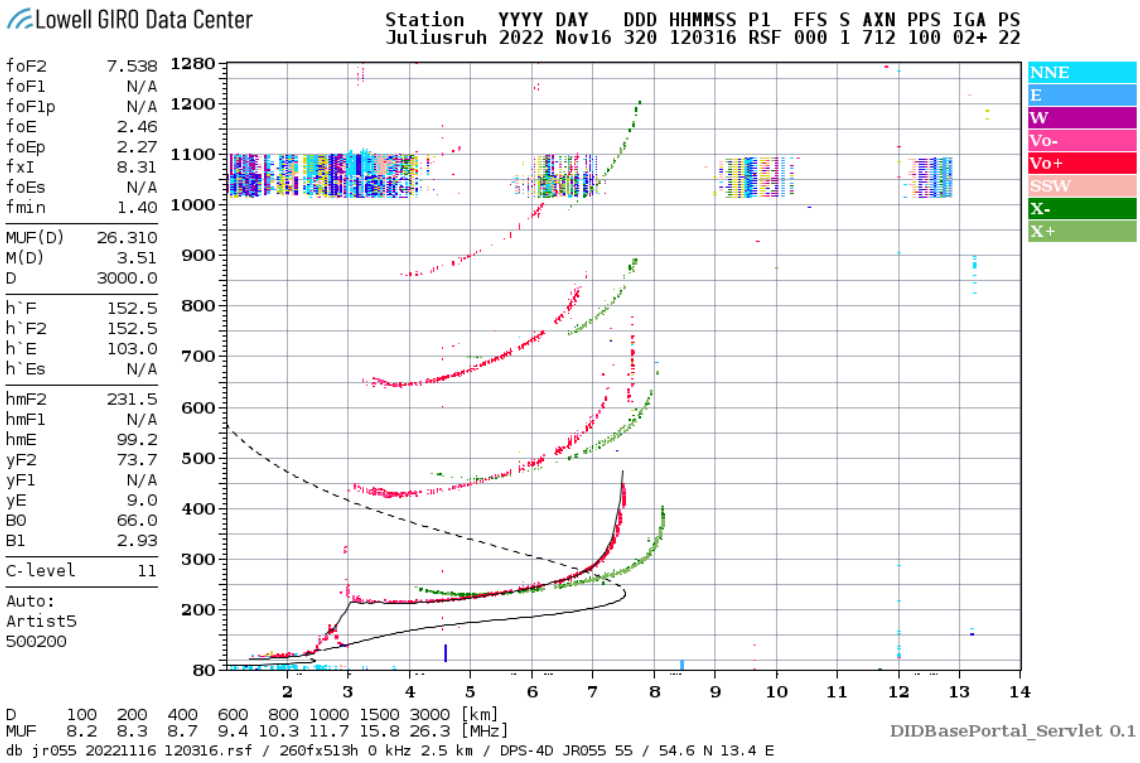
Na wysokich szerokościach półkuli północnej dobrym przykładem radarów niekoherentnych jest sieć EISCAT (z ang. *European Incoherent Scatter Scientiffic Association*). Składa się ona z kilku instrumentów rozlokowanych w krajach skandynawskich[2]:

- Radar VHF nieopodal Kiruny w Szwecji,
- Radar VHF nieopodal Sodankyli w Finlandii,
- Radar UHF nieopodal Longyearbyen na Spitzbergen w archipelagu Svalbard (Norwegia) – stacja jest szczególna ze względu na swoje położenie już za kołem podbiegunowym, stosunkowo blisko bieguna północnego,
- Stacja w Ramfjordmoen, nieopodal Tromsø w Norwegii – w jej skład wchodzi radar VHF oraz tzw. Tromsø Heating Facility – system do „podgrzewania" jonosfery poprzez emisję promieniowania odpowiednio silnego, by wpłynęło znacząco na stan plazmy w jonosferze. Podobne systemy pozwalają na prowadzenie obserwacji struktur jonosferycznych w przynajmniej po części kontrolowanych warunkach.

Jonosondy

Oddzielnym typem radarów skonstruowanych specjalnie do obserwacji struktury jonosfery są jonosondy. Są to tzw. radary impulsowe – transmitują serie impulsów radiowych o zróżnicowanych częstotliwościach i obserwują ich echa. Na podstawie odbić sygnałów o różnych częstotliwościach od poszczególnych warstw, sporządzany jest jonogram, czyli wykres zależności częstotliwości odbicia od wysokości (Rys. 2.1).

[2]https://eiscat.se/about/sites/



Rysunek 2.1: Przykładowy jonogram zarejestrowany przez jonosondę w Juliusruhu 16 listopada 2022 o godzinie 11:58:16. Czarna linia ilustruje wyskalowany jonogram. Na wykresie widoczne są również kolejne echa pierwotnego sygnału zarejestrowane jako kolejne odbicia między Ziemią a jonosferą.
Źródło: baza danych GIRO, https://giro.uml.edu/ionoweb/

Rejestrowane przez jonosondę wysokości wyznaczane są na podstawie obserwacji opóźnienia pomiędzy transmisją sygnału a rejestracją echa, przy założeniu propagacji z prędkością światła. Jak jednak wiadomo plazma w poszczególnych warstwach powoduje opóźnienie fal, więc wysokości rejestrowane na jonogramach określane są jako wirtualne wysokości i oznaczane jako h' – wymagają one przeprowadzenia procesu skalowania, by odpowiadały wysokościom fizycznym (Wakai, Ohyama i Koizumi, 1987). Nowoczesne jonosondy cyfrowe (*digisonde*) wyposażone są w algorytmy automatycznego skalowania (B. Reinisch, 1996).

Ponieważ jonosondy opierają się na obserwowaniu odbić kolejnych częstotliwości, umożliwiają obserwowanie struktury jonosfery wyłącznie do wysokości szczytowej gęstości w warstwie $F2$. Pozwala to jednak na zarejestrowanie zarówno maksymalnej

częstotliwości plazmowej w warstwie $F2 - f_oF2$ jak i submaksimów w dolej jonosferze – f_oF1, f_oE, f_oE_s. Jonosondy rejestrują również minimalną częstotliwość odbicia f_min, poniżej której fale ulegają absorbcji w warstwie D. Najczęściej wykorzystywanymi parametrami są jednak szczytowa częstotliwość i jej wysokość w warstwie $F2 - f_oF2$ i h_mF2. Opisują one bowiem stopień największej jonizacji w jonosferze.

Fizyczna interpretacja i przełożenie wykresów częstotliwości na rozkład gęstości elektronów opiera się na założeniu, że fala radiowa odbija się od warstwy plazmy wówczas, gdy jej częstotliwość równa jest częstotliwości plazmowej:

$$f_p = \sqrt{\frac{e^2 n_e}{4\pi^2 m_e \epsilon_0}}, \tag{2.1}$$

gdzie e oznacza ładunek elektronu, n_e gęstość elektronów, m_e masę elektronu, zaś ϵ_0 przenikalność elektryczną próżni. Ponieważ wszystkie elementy równania 2.1 poza częstotliwością plazmową i gęstością elektronów są stałe, można uprościć je do postaci:

$$f_p \approx 8.98\sqrt{n_e}. \tag{2.2}$$

Częstotliwość plazmowa jest zatem wprost zależna od gęstości elektronów, a zatem uzyskanie informacji o rozkładzie elektronów na podstawie profili częstotliwości wymaga jedynie prostego przekształcenia.

Globalna sieć jonosond GIRO (z ang. *Global Ionosphere Radio Observatory* składa się z ponad 80 instrumentów rozlokowanym na całym świecie (B. W. Reinisch i I. A. Galkin, 2011). Jonosondy są jednym z najbardziej tradycyjnych instrumentów do pomiarów jonosferycznych – stanowią jeden z fundamentów modelu IRI (Bilitza i in., 2022).

Chociaż jonosondy pozwalają na bezpośrednie obserwacje jedynie dolnego półprofilu jonosfery, wyskalowane jonogramy (jak na rys. 2.1) uzupełnione są również o górną część. Górny półprofil uzupełniany jest w oparciu o model empiryczny. Dla celów modelowania bardzo istotne były więc jonosondy umieszczone na pokładach satelitów (*topside sounders* – jonosondy odgórne) (Chapman i Warren, 1968). Okres rozkwitu sondowania odgórnego przypada na lata 70. i 80. – misja ISS-B z 1978 roku umożliwiła po raz pierwszy pomiary o zasięgu globalnym, co pozwoliło na budowę odpowiednich i wydajnych modeli górnej jonosfery, które mogą dopełniać modele oparte na klasycznych jonosondach naziemnych (Pulinets, 1999).

Globalne Systemy Nawigacji Satelitarnej (GNSS)

Historia Globalnych Systemów Nawigacji Satelitarnej (GNSS – z ang. *Global Navigation Satellite Systems*) sięga lat 70. XX wieku, kiedy to zaczęto pracę nad amerykańskim systemem GPS (z ang. *Global Positioning System*) oraz radzieckim GLONASS (z ros. *GŁObalnaja NAwigacjonnaja Sputnikowaja Sistiema*). Zarówno GPS jak i GLONASS od samego początku przewidziane zostały jako systemy militarne i choć GPS został udostępniony cywilnym użytkownikom, przez długi czas jego możliwości były dla nich celowo zdegradowane.

Dziś nawigacja i pozycjonowanie GNSS są już tak szeroko rozpowszechnione, że choć korzystamy z nich właściwie przez cały czas, to na co dzień ich nie zauważamy. Poza GPS i GLONASS, również europejski system GALILEO i chiński BEIDOU zapewniają pełną operacyjność – są też obserwowane nie tylko przez profesjonalne odbiorniki GNSS, ale nawet przez większość współczesnych modułów w smartfonach.

Ogólna koncepcja wyznaczania pozycji niezależnie od użytych systemów i zastosowanego modelu pozycjonowania jest zawsze taka sama – sprowadza się do jednoczesnego pomiaru odległości do przynajmniej czterech satelitów. Przecięcie czterech sfer o promieniach wyznaczonych przez pomierzone odległości określa pozycję odbiornika. Sam pomiar odległości satelita–odbiornik sprowadza się tak naprawdę do precyzyjnego pomiaru czasu. Satelity GNSS nieprzerwanie transmitują sygnały radiowe. Odbiornik po ich zarejestrowaniu wyznacza różnicę czasu między emisją sygnału przez satelitę i jego zarejestrowaniem. Ponieważ fale radiowe rozchodzą się z prędkością światła ($c \approx 299\ 792\ 458 m/s$), na podstawie różnicy czasu, wyznaczyć można odległość.

Mimo iż generalna zasada działania pomiarów GNSS wydaje się prosta, w rzeczywistości obarczona jest bardzo wieloma ograniczeniami fizycznymi i technicznymi, które muszą być wzięte pod uwagę nie tylko aby zachować dokładność pozycjonowania na odpowiednim poziomie, ale również żeby w ogóle umożliwić wyznaczenie pozycji. Istotne znaczenie ma chociażby pozycja samych satelitów, które traktowane są jako punkty nawiązania a poruszają się z prędkością liniową rzędu $4 km/s$. Kluczowym aspektem jest jednak dokładność wyznaczenia czasu, a na tę wpływ ma cały szereg błędów związanych z samym sprzętem jak i fizycznym środowiskiem, w jakim operują satelity GNSS. Jednym ze źródeł wpływających na opóźnienie sygnału satelitarnego jest jonosfera.

Jej właściwości i wpływ na propagację fal radiowych w atmosferze są znane już od początku XX wieku. Dlatego też już pierwsze globalne systemy nawigacji satelitarnej

zostały zaprojektowane specjalnie w taki sposób, by możliwie ograniczyć i zminimalizować wpływ plazmy jonosferycznej na sygnały transmitowane przez satelity. Szczytowa częstotliwość plazmowa elektronów osiąga poziom 10–20 MHz (Ouattara i Amory-Mazaudier, 2012). Systemy GNSS operują na częstotliwościach gigahercowych, które w bardzo niewielkim stopniu oddziałują z plazmą jonosferyczną.

Refrakcję jonosferyczną opisano powyżej przy pomocy równania 1.2, które jest uproszczoną formą wzoru Appletona-Hartreego (Leick, Rapoport i Tatarnikov, 2015):

$$\mu^2 = 1 - \frac{X}{1 - \frac{Y^2 sin^2\theta}{2(1-X)} \pm \sqrt{\frac{Y^4 sin^2\theta}{4(1-X)^2} + Y^2 cos^2\theta}}, \tag{2.3}$$

gdzie:

$$X = \frac{f_p^2}{f^2}, \tag{2.4}$$

$$Y = \frac{f_g}{f}. \tag{2.5}$$

W powyższych wzorach f oznacza częstotliwość sygnału transmitowanego, f_g częstotliwość cyklotronową elektronów (częstotliwość ruchu elektronów wokół linii pola magnetycznego), f_p zależną od gęstości elektronów częstotliwość plazmową, zaś θ kąt pomiędzy linią propagacji sygnału a wektorem pola magnetycznego.

Wzór 2.3 pomija komponent odpowiedzialny za absorbcję promieniowania na skutek zderzeń z cząstkami neutralnymi. O ile z punktu widzenia plazmy jonosferycznej podobne zderzenia odgrywają istotną rolę w dynamice całej warstwy, to jest to uprawnione z punktu widzenia fal o częstotliwościach gigahercowych, pochłanianie których jest zaniedbywalne. Biorąc pod uwagę częstotliwość cyklotronową elektronów f_g na poziomie ok. 1 MHz i częstotliwość plazmową rzędu kilkunastu MHz, współczynnik refrakcji jonosferycznej dla sygnałów w paśmie wykorzystywanym przez GNSS wynosi ok. 0.99998.

Dodatkowo kołowa polaryzacja sygnału ogranicza błędy spowodowane zjawiskiem Faradaya (Klobuchar, 1996), polegającym na skręceniu płaszczyzny polaryzacji pod wpływem działania pola elektromagnetycznego.

Niemniej jednak wpływ jonosfery, choć możliwie zminimalizowany, wciąż jest widoczny w obserwacjach GNSS i może powodować znaczące błędy a w skrajnych przypadkach nawet poważnie zdegradować lub wręcz uniemożliwić pozycjonowanie GNSS.

Na dokładność wyznaczenia pozycji wpływ ma również geometryczny rozkład obserwowanych satelitów na niebie opisywany współczynnikiem DOP (z ang. *dilution of precision* – rozmycie precyzji). Konstelacja satelitów jest tym korzystniejsza, im szerzej jest rozprzestrzeniona po niebie. W takiej sytuacji jednak poszczególne pomiary są szczególnie podatne na zakłócenia powodowane przez nieregularną strukturę jonosfery. Ponadto błędy spowodowane silnymi zaburzeniami jonosferycznymi mogą powodować utratę cykli fali nośnej (tzw. *cycle slips*), utratę łączności z jednym lub większą liczbą satelitów i w rezultacie pogorszenie współczynnika DOP.

Z punktu widzenia GNSS szczególne znaczenie ma dyspersyjność jonosfery. Powoduje ona, że fale o częstotliwościach L1 i L2 rozchodzą się z delikatnie różną prędkością – podlegają różnym opóźnieniom. Co więcej satelity GNSS transmitują sygnały w postaci kodu nałożonego na falę nośną – przy pomiarach GNSS mówimy o obserwacjach kodowych (pomiar pseudoodległości na podstawie obserwacji kodu) i fazowych (wyznaczenia przesunięcia w fazie na podstawie obserwacji zdemodulowanej fali). Równania obserwacyjne GNSS mają postać (Teunissen, P. Montenbruck i in., 2017):

$$p = \rho_r^s + c(dt_r - dt^s) + T_r^s + I_r^s + c(\delta_r - \delta^s) + \epsilon_r^s, \tag{2.6}$$

$$\phi = \rho_r^s + c(dt_r - dt^s + T_r^s) - I_r^s + c(\delta_r - \delta^s) + \lambda N + \epsilon_r^s. \tag{2.7}$$

W powyższych równaniach p i ϕ oznaczają odpowiednio obserwacje kodowe i fazowe, ρ_r^s – odległość geometryczną pomiędzy odbiornikiem r, a satelitą s, c – prędkość światła, dt_r i dt^s – poprawki chodu zegara odbiornika r i satelity s, T_r^s – poprawkę związaną z refrakcją troposferyczną, I_r^s – poprawkę związaną z refrakcją jonosferyczną, δ_r i δ^s – błędy sprzętowe odpowiednio odbiornika r i satelity s, λ – długość fali, N – parametr nieoznaczoności pomiaru fazowego związany z nieznajomością pełnej liczby cykli fali nośnej, zaś ϵ_0 – pozostałe błędy, w które poza błędami losowymi wliczony w tym przypadku jest również błąd związany z wielotorowością sygnału (tzw. efekt *multipath*) oraz efekt *wind-up* w przypadku obserwacji fazowych. Powyższe równania pomijają parametry niecentryczności anten odbiornika i satelity oraz poprawkę relatywistyczną związaną z samym ruchem satelity oraz polem grawitacyjnym, w jakim się on znajduje. Są to jednak wartości, które można przyjąć za stałe. Równania 2.6 oraz 2.7 mają postać ogólną – pamiętać należy, że niektóre efekty, jak błędy (szumy) sprzętowe są różne dla obserwacji kodowych i fazowych. Inaczej ma się rzecz z parame-

trami opisującymi refrakcję – szczególnie jeśli chodzi o komponent jonosferyczny. Jak bowiem wspomniano, jonosfera w przeciwieństwie do neutralnej troposfery ma charakter dyfrakcyjny – zapóźnienie zależne jest od częstotliwości sygnału. Ponadto, jak łatwo zauważyć, poprawki jonosferyczne w przypadku obserwacji fazowych i kodowych mają przeciwne znaki. Dyspersyjność jonosfery sprawia, że również fala nośna i nałożony na nią kod ulegają różnemu zapóźnieniu. W przypadku rozwiązań fazowych, opóźnienie jonosferyczne okazuje się mieć ujemną wartość, choć sama wielkość opóźnienia pozostaje tożsama (Won i Lee, 2005). Dlatego też w przypadku obserwacji fazowych mówi się często o „postępie fazy fali nośnej" zamiast opóźnienia jonosferycznego.

Dla zapewnienia stabilności i dokładności rozwiązań opartych na GNSS, wszystkie źródła błędów wyszczególnione w równaniach 2.6 i 2.7 mają odpowiednie procedury ich wyeliminowania bądź zminimalizowania. W przypadku opóźnień jonosferycznych jednym ze sposobów jest zastosowanie opisanych wyżej modeli jonosfery do oszacowania spodziewanego opóźnienia. Pozycjonowanie względne pozwala na oszacowanie wpływu jonosfery przy pomocy odbiornika referencyjnego i uwzględnieniu go w odbiorniku zdalnym. Odbiornik referencyjny musi jednak znajdować się na tyle blisko, by wykluczyć zmienność przestrzenną jonosfery. Innym sposobem jest zastosowanie pomiarów dwuczęstotliwościowych. Odpowiednia kombinacja sygnałów obserwowanych na dwóch częstotliwościach pozwala bowiem na wyeliminowanie z równań obserwacyjnych komponentu jonosferycznego – jest to tzw. kombinacja *ionosphere-free*. Zdefiniowana jest jako:

$$\Phi_{IF} = \frac{f_1^2 \Phi_{L1} - f_2^2 \Phi_{L2}}{f_1^2 - f_2^2}, \tag{2.8}$$

$$P_{IF} = \frac{f_1^2 P_{L1} - f_2^2 P_{L2}}{f_1^2 - f_2^2}. \tag{2.9}$$

W równaniu 2.7 jako symbolu obserwacji użyto ϕ zaś w równaniach 2.8 i 2.10 – Φ. Wynika to z przyjętej jednostki – ϕ wyrażone jest w jednostkach cyklu fali, zaś Φ, po uwzględnieniu długości fali, w metrach.

Ponieważ ta sama gęstość elektronów powoduje inne zapóźnienia fal o różnej częstotliwości, możliwe jest też skonstruowanie kombinacji liniowej dwuczęstotliwościowych pomiarów, która zamiast usuwać zapóźnienie jonosferyczne, pozwala na pominięcie pozostałych komponentów, dzięki czemu to komponent jonosferyczny jest wyznaczany:

$$\Phi_{GF} = \Phi_{L1} - \Phi_{L2}, \tag{2.10}$$

$$P_{GF} = P_{L2} - P_{L1}. \tag{2.11}$$

Kombinacja *geometry-free* poza opóźnieniem jonosferycznym pozostawia komponenty z równań 2.6 i 2.7 odpowiedzialne za szumy sprzętowe satelity i odbiornika, wielotorowość sygnału, efekt *wind-up* oraz nieoznaczoności obserwacji fazowych. Opóźnienie jonosferyczne zaś jest wprost proporcjonalne do wartości TEC:

$$I = 40.3\frac{f_1^2 + f_2^2}{f_1^2 f_2^2}10^{16}TEC, \tag{2.12}$$

Powyżej wspomniano, że istnieją wydajne i skuteczne sposoby usuwania wpływu jonosfery z obserwacji GNSS, jednak gwałtowne zjawiska pogody kosmicznej mogą na tyle zaburzyć jonosferę, by poważnie wpłynąć na dokładność nawet zaawansowanych algorytmów. Zarówno pozycjonowanie precyzyjne (*Precise Point Positioning* – PPP) wykorzystujące kombinację liniową *ionosphere-free* jak i kinematyczne pozycjonowanie względne (RTK – z ang. *Real-Time Kinematics*) rejestrują wyraźny spadek dokładności podczas burz i zaburzeń jonosferycznych zwłaszcza na wysokich szerokościach geomagnetycznych (Jacobsen i Andalsvik, 2016; Paziewski i Sieradzki, 2020). Jednak również na szerokościach umiarkowanych i okołorównikowych wzmożone powstawanie bąbli plazmowych jest zauważalne w dokładności pozycjonowania PPP (Zakharenkova i Cherniak, 2021). Również wydajność jonosferycznych modeli Klobuchara i NeQuick-G wyraźnie spada w obliczu zaburzeń w jonosferze (Ciećko i Grunwald, 2020).

Monitorowanie jonosfery przy pomocy GNSS jest w ogóle możliwe dlatego, że jonosfera wpływa na sygnały nawigacyjne. Podobnie rzecz się ma z nieregularnościami jonosfery – mogą być monitorowane przy pomocy sygnałów GNSS właśnie dzięki temu, że na nie wpływają. Z punktu widzenia pozycjonowania GNSS jest to oczywiście cecha niepożądana, lecz z drugiej strony stwarza potencjał do zastosowań na innych polach.

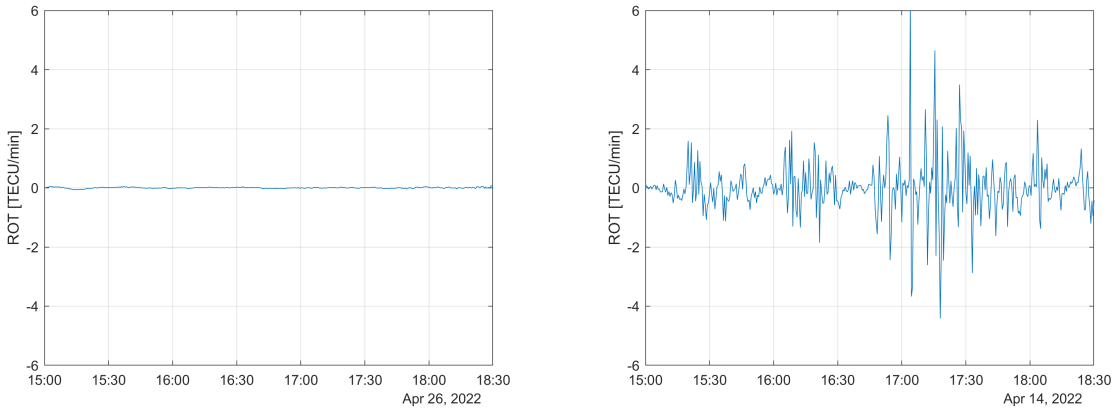
Równanie 1.4 opisuje rozmiary struktur powodujących scyntylacje fal radiowych w zależności od ich częstotliwości. W przypadku częstotliwości wykorzystywanych przez GNSS, rozmiary struktur w zależności od konkretnego sygnału oraz wysokości występowania (między obszarem E i F) mieszczą się w przedziale ok. $200 - 450m$. Najczęściej tego typu struktury występują w strefie okołorównikowej, rzadziej spotykane są

w strefach zorzowych, choć wyraźnie narastają w czasie burz jonosferycznych, rzadkością natomiast są na umiarkowanych szerokościach geograficznych (Wanninger, 1995). Większe struktury, mimo iż nie wywołują scyntylacji sygnałów w omawianym paśmie radiowym również jednak mogą powodować efekty widoczne w GNSS.

Przemieszczające się struktury o różnej gęstości plazmy powodują fluktuacje fazy sygnału w czasie – tak opisane gradienty definiuje się jako współczynnik zmienności TEC, ROT (z ang. *Rate of TEC*) (Wanniger, 1993; Aarons, 1997):

$$ROT = \frac{TEC_{i+1} - TEC_i}{t_{i+1} - t_i}. \tag{2.13}$$

W obliczeniach jako TEC używa się wartości uzyskanej z kombinacji liniowej *geometry free*. Ponieważ utworzony sygnał Φ_{GF} pomija większość czynników obecnych w równaniu obserwacyjnym 2.7, znaczne różnice fazy sygnału w czasie mogą wynikać tylko z utraty cykli fali, wielotorowości sygnału, bądź pojawiających się nieregularności w jonosferze. Po wyeliminowaniu dwóch pierwszych możliwości (przy pomocy odpowiednich algorytmów detekcji *cycle slips* i odcięciu obserwacji na niskich elewacjach, podatnych na odbicia sygnałów od przeszkód), jedyną możliwością pozostają właśnie nieregularności jonosferyczne (rys. 2.2).



(a) Wartość ROT podczas spokojnego dnia (b) Wartość ROT podczas zaburzonego dnia

Rysunek 2.2: Porównanie wartości ROT obserwowanych przez sygnały satelity G10 podczas dnia cichego geomagnetycznie (26.04.2022) i podczas umiarkowanej burzy (14.04.2022)

Rozmiary struktur obserwowanych przy pomocy ROT zależą od prędkości ich dryfu.

I tak w strefach niskich i umiarkowanych szerokości, gdzie typowa prędkość dryfu wynosi od stu do kilkuset m/s, rozmiary obserwowalnych struktur wynoszą od kilkuset metrów do kilku kilometrów. Na wysokich szerokościach, gdzie prędkość plazmy osiąga, a nawet przekracza poziom $1km/s$, obserwowane są struktury nawet do kilkudziesięciu kilometrów (Pi i in., 1997).

Wartość ROT wyrażana jest w jednostkach TEC – TECU na jednostkę czasu. Przyjęcie interwału 1 minuty pozwala na zachowanie odpowiedniej czułości na nieregularności jonosferyczne (Doherty, Raffi i Klobuchar, 1994).

Do opisu ilościowego fluktuacji TEC stosuje się index ROTI (*ROT Index*, zdefiniowany podobnie jak indeks scyntylacyjny S_4 (równanie 1.5), jako odchylenie standardowe z wartości ROT na określonym obszarze i w określonym interwale czasu (Pi i in., 1997):

$$ROTI = \sqrt{\langle ROT^2 \rangle - \langle ROT \rangle^2}. \tag{2.14}$$

Mimo iż jak wspomniano na początku systemy GNSS zostały zaprojektowane tak, by możliwie jak najmniej oddziaływać z jonosferą, pozwalają na monitorowanie zarówno ogólnego stanu jonosfery jak i śledzenie nieregularności w zakresie, na jakim pozwalają na to wykorzystywane częstotliwości. Możliwości technik GNSS są siłą rzeczy ograniczone – w końcu nadrzędnym celem nawigacji satelitarnej jest wyznaczanie pozycji z pominięciem błędów wywołanych jonosferą. Ponadto wartości TEC, ROT i ROTI nie niosą ze sobą żadnej informacji o rozkładzie pionowym plazmy – są zintegrowane wzdłuż całej linii widzenia. Techniki GNSS jako sondy jonosferyczne mają jednak pewne unikatowe zalety. Największą z nich jest masowość obserwacji. Obecnie funkcjonują cztery w pełni niezależne systemy satelitarne: GPS, GLONASS, GALILEO i BEIDOU o globalnym zasięgu – w każdym miejscu na Ziemi, w dowolnym czasie na niebie jest obserwowalnych przynajmniej kilkanaście satelitów. Istnieje ponadto wiele sieci naziemnych permanentnych stacji GNSS o zasięgu globalnym, kontynentalnym i krajowym. Zapewniają one nieporównywalne z innymi technikami ilości danych o pokryciu ogólnoświatowym. Odbiorniki na stacjach permanentnych dodatkowo prowadzą obserwacje przez całą dobę, zapewniając więc stały, nieprzerwany dopływ danych.

GPS

System GPS (ang. *Global Positioning System*) powstał jako pierwszy z wymienionych już w 1978, choć warto podkreślić, że jest spadkobiercą wcześniejszych systemów nawi-

gacyjnych Transit, SECOR i Timation (Teunissen, P. Montenbruck i in., 2017). Przez wiele lat był głównym, a dla wielu użytkowników jedynym systemem globalnej nawigacji satelitarnej, tym bardziej że przez długi czas był jedynym systemem w pełni operacyjnym. Dlatego też w zbiorowej świadomości wciąż pozycjonowanie satelitarne kojarzone jest z GPS, nie z GNSS – o innych systemach mówi się wręcz jako o np. europejskim GPS (Galileo).

Satelity GPS rozmieszczone są na sześciu płaszczyznach orbitalnych. Co do założenia, konstelacja GPS ma się teoretycznie składać z 24 satelitów, a po modyfikacji i rozszerzeniu z 27 (Erickson, 2022). Obecnie na orbicie aktywnych jest 31 satelitów. Wysokość orbity wynosi ok. 20 200km nad poziomem Ziemi, inklinacja orbity GPS do płaszczyzny równika wynosi 55°.

Satelity GPS transmitują sygnały na częstotliwościach L1 = 1575.42 MHz i L2 = 1227.60 MHz, a satelity nowszych generacji również na częstotliwości L5 = 1176.45 MHz. U początków działania GPS, tylko częstotliwość $L1$ z nałożonym kodem C/A (ang. *coarse/aquisition*) była dostępna nieautoryzowanym użytkownikom, podczas gdy na częstotliwość L2 nałożony był precyzyjny kod P, zastrzeżony dla użytkowników militarnych. Obecnie kody C/A oraz P nadal są transmitowane na częstotliwościach L1 i L2, chociaż satelity nowszych generacji używają kodów L1C, L2C, oraz nowego militarnego kodu M. Sygnał L5 jest modulowany kwadraturowo – składają się na niego sygnały o tej samej częstotliwości bazowej emitowane dwukanałowo z przesunięciem w fazie równym $\pi/2$ – jeden z sygnałów jest falą sinusoidalną, drugi cosinusoidalną (Teunissen, P. Montenbruck i in., 2017).

System GPS funkcjonuje we własnym systemie czasu – GPST (z ang. *GPS Time*). Skoordynowany jest on z międzynarodowym czasem atomowym na epokę 00:00:00 UTC 6 stycznia 1980. Wskutek postępujących rozbieżności pomiędzy GPST a czasem uniwersalnym (UT) wprowadzane są tzw. sekundy przestępne – aktualna ich liczba transmitowana jest razem z efemerydami (chwilowymi parametrami orbity) oraz informacjami o konstelacji w tzw. depeszy nawigacyjnej.

GLONASS

Z punktu widzenia badań jonosfery na okołobiegunowych szerokościach geograficznych, duże znaczenie ma system GLONASS (Cherniak i Zakharenkova, 2017) ze względu na większy kąt inklinacji – 64.8°. Większy kąt nachylenia do płaszczyzny równika popra-

wia widoczność satelitów zwłaszcza na wysokich szerokościach geograficznych. Orbity GLONASS mają też nieco niższą orbitę od GPS – ok. 19 100 km nad Ziemią. 24 satelity GLONASS rozmieszczone są na trzech płaszczyznach orbitalnych.

Ponieważ system GLONASS był rozwijany równolegle i niezależnie od GPS, różni się niektórymi rozwiązaniami technicznymi. Pierwszym z nich jest sposób identyfikacji poszczególnych satelitów. System GPS, a wzorem jego również Galileo i BeiDou korzystają z technologii CDMA (*code-division multiple access*) – sygnały emitowane przez każdego satelitę mają przydzielony unikatowy kod pseudolosowy (PRN – z ang. *pseudo-random noise*). W przypadku GLONASS, każdy z satelitów transmituje sygnały L1 i L2 na delikatnie zróżnicowanych częstotliwościach (jest to technologia FDMA – z ang. *frequency-division multiple access*). W rzeczywistości osobne częstotliwości przydzielane są nie każdemu satelicie, lecz parze satelitów rozmieszczonych na jednej płaszczyźnie orbitalnej, lecz po przeciwnych jej stronach – w ten sposób nie ma możliwości, by obserwowane były jednocześnie dwa satelity o tych samych częstotliwościach. Sygnały transmitowane przy użyciu technologii FDMA obejmują przedziały: dla L1 – 1598.0625 – 1605.375 MHz (pasma dla poszczególnych satelitów różnią się o 562.5 kHz) oraz 1242.9375 – 1248.625 MHz dla L2 (z krokiem 437.5 kHz pomiędzy pasmami) (Teunissen, P. Montenbruck i in., 2017).

W późniejszych generacjach satelitów wprowadzono również częstotliwość L3 = 1201 MHz – zastosowano w tym przypadku już technologię CDMA. Obecnie satelity GLONASS najnowszej generacji transmitują obok klasycznych sygnałów FDMA również sygnały CDMA na częstotliwościach L1 i L2 – przyjmują podstawowe częstotliwości GLONASS: L1 = 1602.0 MHz i L2 = 1246.0 MHz. Projektowane jest również włączenie sygnałów o częstotliwościach tożsamych z częstotliwościami L1 i L5 GPS dla poprawienia możliwości wspólnego opracowania obserwacji multikonstelacyjnych. GLONASS korzysta z podobnych, choć inaczej zrealizowanych kodów co GPS – C/A i P w przypadku tradycyjnych sygnałów FDMA, L1C i L2C dla sygnałów L1 i L2 CDMA. Sygnał L3, podobnie jak L5 jest modulowany kwadraturowo.

GLONASS operuje też w innym systemie czasu niż GPS – GLST (z ang. *GLONASS System Time*) jest zgodny z czasem UTC z tą jedną poprawką, że przyjmuje strefę czasową właściwą dla Moskwy. Różnice między GPS a GLONASS występują też w depeszy nawigacyjnej – o ile GPS transmitują chwilowe parametry orbity, depesza GLONASS zawiera przybliżone chwilowe współrzędne satelity.

Galileo

System Galileo jest najmłodszym spośród wszystkich czterech globalnych systemów – pierwsze satelity testowe wystrzelone zostały w 2005 roku. Galileo jest pierwszym w pełni cywilnym systemem nawigacyjnym – zarządzany jest przez cywilne organizacje: Unię Europejską oraz Europejską Agencję Kosmiczną (ESA). Pomysły budowy europejskiego systemu sięgają lat 80. XX wieku, kiedy to sytuacja polityczna niosła realne zagrożenie, że systemy GPS i GLONASS mogą zostać wyłączone lub zakłócone odpowiednio przez USA i Związek Radziecki.

Obecnie konstelacja Galileo składa się z 30 satelitów, spośród których 23 są obecnie operacyjne. Parametry orbity zbliżone są do parametrów GPS – jej inklinacja wynosi 56° zaś wysokość 23 222 km.

Galileo transmituje sygnały z wykorzystaniem trzech częstotliwości E1 = 1575.42 MHz, E5 = 1191.795 MHz oraz E6 = 1278.750 MHz. Częstotliwość E5 podzielona jest dodatkowo na dwa pasma: E5a o częstotliwości 1176.45 MHz (a więc zgodnej z częstotliwością L5 GPS) i E5b o częstotliwości 1207.14 MHz (Teunissen, P. Montenbruck i in., 2017).

Sygnały Galileo wyróżnia sposób modulacji sygnałów. Dla systemu Galileo opracowano bowiem zmodyfikowaną wersję modulacji kwadraturowej o podwyższonej odporności na interferencje. Operuje ona nie na dwóch lecz na trzech kanałach (A, B i C).

BeiDou

Historia systemu BeiDou (nazwa w języku chińskim oznacza gwiazdozbiór Wielkiego Wozu) sięga lat 80. XX wieku, kiedy to powstała koncepcja budowy chińskiego systemu nawigacji satelitarnej. Dwa pierwsze satelity demonstracyjne wystrzelone zostały w 2000 roku, w 2004 trzeci satelita uzupełnił konstelację systemu BDS-1 (*BeiDou System 1*). Należy zaznaczyć, że wszystkie trzy satelity BDS-1 znajdowały się na orbitach geostacjonarnych, a zatem system był mocno ograniczony do terytorium Chin. System BDS-2 oprócz kolejnych satelitów geostacjonarnych i kilku geosynchronicznych (a więc wciąż wzmacniających możliwości lokalnego pozycjonowania), w 2007 roku wprowadził pierwsze satelity na średniej orbicie (MEO – z ang. *Medium Earth Orbit*), a więc podobnej do pozostałych globalnych systemów. System wciąż jednak określany był jako regionalny – satelitów MEO było zaledwie pięć. Dopiero wprowadzenie BDS-3

zapewniło pełną globalną operacyjność BeiDou. Obecnie aktywnych jest 45 satelitów, spośród których 27 umieszczonych jest na orbicie MEO, 8 na geostacjonarnej, zaś 10 na geosynchronicznej (Lu, 2022).

Wciąż aktywne satelity MEO BDS-2 transmitują sygnały z wykorzystaniem częstotliwości B1-2 = 1561.098 MHz, B2 = 1207.14 MHz oraz B3 = 1268.52 MHz. Częstotliwości BDS-3 są ujednolicone z częstotliwościami GPS i szczególnie Galileo (BDS-3 podobnie jak Galileo wykorzystuje modulację kwadraturową): B1-3 = 1575.42 MHz i B2-3 = 1191.795 MHz o dwóch pasmach składowych B2a = 1176.45 MHz oraz B2b – 1207.14 MHz (Teunissen, P. Montenbruck i in., 2017).

Pomiary *in situ* – misja satelitarna SWARM

Pomiary gęstości plazmy w jonosferze mogą być prowadzone nie tylko zdalnie przy pomocy technik radiowych, lecz również bezpośrednio przy pomocy pomiarów *in situ*. Pomiary bezpośrednie są niezwykle istotne chociażby z punktu widzenia sprawdzenia i walidacji technik radiowych. Techniki radiowe sondują jonosferę zdalnie, a zatem oceniają gęstość elektronów nie wprost, a na podstawie pewnych założeń fizycznych, które mogą znaleźć potwierdzenie lub zaprzeczenie tylko w pomiarach bezpośrednich.

W takiej sytuacji oczywiście instrument pomiarowy musi znajdować się w samej jonosferze, co nastręcza pewnych trudności. Jednym z rozwiązań jest umieszczenie odpowiednich instrumentów pomiarowych na rakietach, jednak przelot rakiety przez jonosferę siłą rzeczy dostarcza bardzo ograniczonej ilości obserwacji. Bardziej ciągłego zbioru danych dostarczają satelity umieszczone na niskich orbitach (LEO – z ang. *low Earth orbiter*). Satelitarne pomiary jonosfery *in situ* prowadzone są od lat 70. Już wyniesiony na orbitę w 1973 Atmosphere Explorer-C wyposażony był w instrumenty do pomiaru parametrów plazmy[3]. Celem misji były obserwacje termosfery i procesu absorpcji ultrafioletowego promieniowania słonecznego. Z kolei rozpoczęta w 1981 misja Dynamics Explorer miała na celu analizę interakcji pomiędzy magnetosferą, jonosferą i atmosferą. Przewidywała też użycie tzw. sondy Langmuira, umożliwiającej pomiar parametrów plazmy (Hoffman, 1980).

Na obserwacjach ziemskiego pola grawitacyjnego, magnetycznego oraz elektrycznego z uwzględnieniem jonosfery skupia się koordynowana przez ESA, obecnie trwająca misja satelitarna SWARM (Friis-Christensen, Lühr i Hulot, 2006). Konstelacja Swarm składa

[3]https://nssdc.gsfc.nasa.gov/nmc/spacecraft/display.action?id=1973-101A

się z trzech satelitów: Swarm A (*Alpha*) i Swarm C (*Charlie*) poruszają się w tandemie na orbicie o wysokości 462 km i inklinacji 87.35°, trzeci – Swarm B (*Bravo*) umieszczony jest na wyższej orbicie – 511 km – o inklinacji 87.75°. Docelowo Swarm A i Swarm C znajdują się na tej samej płaszczyźnie orbitalnej z separacją czasową ok. 2s, a więc we wzajemnej odległości 15 km[4]. Rozpoczęta w 2013 misja była początkowo planowana na cztery lata, jednak najpierw została przedłużona do 2021 roku, a obecnie jej zakończenie planowane jest na koniec 2025.

Satelity Swarm poza akcelerometrami i magnetometrami wyposażone są w tzw. EFI (z ang. *electric field instrument*) – instrumenty do pomiaru pola elektrycznego, w skład których wchodzi sonda Langmuira mierząca gęstość i temperaturę elektronów oraz sensory termalnych jonów (TII – z ang. *thermal ion imager* (Knudsen i in., 2017)).

Dzięki wysokiej inklinacji satelity Swarm krążą po orbicie niemal biegunowej – sonda Langmuira dostarcza profili gęstości jonosfery wzdłuż linii zbliżonych do południków, a więc przekrojów z północy na południe (oraz z południa na północ). Zakharenkova, Astafyeva i Cherniak, 2016 opisali metodę opisu gradientów plazmy odpowiadających nieregularnościom jonosferycznym na podstawie pomiarów gęstości przy pomocy sondy Langmuira. Na podstawie kolejnych pomiarów gęstości wyznaczany jest parametr ROD (z ang. *rate of electron density*), zaś z serii ROD obliczany jest indeks RODI (*rate of electron density index*) jako odchylenie standardowe w określonym czasie.

Tak wyznaczone parametry ROD i RODI w sposób podobny do ROT i ROTI opisują zmienność gęstości elektronów w czasie z uwzględnieniem pewnego przesunięcia w przestrzeni spowodowanego ruchem satelity.

LOFAR

Jak wspomniano powyżej, wpływ jonosfery na propagację fal radiowych zależy od ich częstotliwości. W przypadku systemów – jak GNSS – opartych o obserwacje sygnałów sztucznie generowanych możliwe jest dobranie odpowiednich parametrów sygnałów, by ograniczyć do minimum jonosferyczną refrakcję i dyspersję. Inaczej jest w przypadku obserwacji naturalnych źródeł promieniowania. Pasmo radiowe jest jedynym obok światła widzialnego zakresem promieniowania elektromagnetycznego możliwym do obserwacji z powierzchni Ziemi. Promieniowanie radiowe emitowane naturalnie przez szeroką gamę obiektów astronomicznych jest zatem jednym z ważniejszych obszarów astronomii, także

[4]https://earth.esa.int/eogateway/missions/swarm/description

eksploatowane jest w takim zakresie, jaki tylko jest możliwy. Poza efektami scyntylacyjnymi czyli fluktuacjami intensywności obserwowanego sygnału, jonosfera powoduje pozorną zmianę pozycji obiektu na niebie na skutek refrakcji (Komesaroff, 1960).

Wpływ jonosfery przez długi czas był zaniedbywany przez radioastronomów. Spowodowane było to po części brakiem zasobów technologicznych do należytej kalibracji. Poza tym radioastronomia przez długi czas ograniczała się do wyższych pasm radiowych, które są mniej wrażliwe na zakłócenia jonosferyczne. Duża część obserwacji była też prowadzona przy pomocy dużych lecz pojedynczych anten.

Teleskopy nowej generacji, oparte na interferometrii, czyli jednoczesnej obserwacji danego źródła przy użyciu rozproszonych instrumentów, wymagają już jednak dokładnej kalibracji (Wijnholds i Cappellen, 2011).

Jednym z najnowocześniejszych instrumentów jest europejski radiointerferometr LOFAR (z ang. *LOw Frequency ARray*). Typowa stacja LOFAR składa się z dwóch pól anten – wyższego zakresu częstotliwości (HBA – z ang. *high band antenna*) i niższego (LBA – z ang. *low band antenna*) operują one na zakresach odpowiednio 100–240 MHz dla HBA i 20–80 MHz dla LBA (Haarlem i in., 2013).

Poszczególne stacje mogą działać jako niezależne teleskopy, jednak ich prawdziwy potencjał drzemie w pomiarach interferometrycznych – wszystkie stacje działają wówczas jako jeden instrument (mówimy wówczas o sieci ILT – z ang. *International LOFAR Telescope*) o aperturze na poziomie kilku tysięcy kilometrów. Obecnie ILT składa się z 52 stacji – 38 zlokalizowanych jest w Holandii, z czego 24 stanowią tzw. LOFAR Core – swojego rodzaju rdzeń ILT, pozostałych 14 rozlokowanych po terytorium Holandii stanowi stacje zdalne (*remote stations*), zaś kolejnych 14 to stacje międzynarodowe. Międzynarodowy zasięg ILT obejmuje Francję (1 stacja), Irlandię (1 stacja), Łotwę (1 stacja), Niemcy (6 stacji), Polskę (3 stacje), Szwecję (1 stacja) oraz Wielką Brytanię (1 stacja).

ILT stanowi zatem sieć rozproszoną na dużej powierzchni – na obserwacje wpływać mogą zatem gradienty jonosferyczne o różnych rozmiarach. Cała sieć zlokalizowana jest na średnich szerokościach magnetycznych, co w dużym stopniu ogranicza wpływ jonosfery. Jednak wciąż nadal refrakcja jest w dużo większym stopniu zauważalna niż w przypadku fal gigahercowych. Ponadto skala Fresnela (1.4) jest dużo większa na częstotliwościach obserwowanych przez LOFAR niż na przykład w przypadku GNSS. Oznacza to, że dużo większe struktury (o rozmiarach nawet kilku kilometrów) będą wywoływać

scyntylacje obserwowanego sygnału. Tego rodzaju nieregularności mogą pojawiać się również na średnich szerokościach. Dlatego też opracowane zostały specjalne algorytmy kalibracji jonosferycznej (Forte i in., 2022).

System LOFAR wyposażony jest w rutynowy tryb obserwacji scyntylacji jonosferycznych. W jego ramach obserwowane są trzy bardzo silne i stabilne radiowo źródła – dwoma standardowymi są: pozostałość supernowej w gwiazdozbiorze Kasjopei (Cassiopeia A, CasA), drugim radiogalaktyka w gwiazdozbiorze Łabędzia (Cygnus A, CygA). Trzecim źródłem dawniej była mgławica Kraba w gwiazdozbiorze Byka (Taurus A, TauA), w ostatnich cyklach obserwacyjnych jej miejsce zastąpiła radiogalaktyka w gwiazdozbiorze Perseusza (Perseus A, PerA). Radioźródła te charakteryzują się dużą jasnością i znaczną stabilnością sygnałów, dzięki czemu stanowią dobry cel do obserwacji scyntylacji w jonosferze. Z uwagi na wysoką czułość LOFAR stanowi istotne źródło informacji o strukturach jonosferycznych (Fallows i in., 2014).

2.2 Międzynarodowa Służba GNSS – IGS i jonosferyczna grupa robocza

Każdy z globalnych systemów nawigacji satelitarnej poza oczywistym segmentem kosmicznym, obejmującym odpowiednie konstelacje satelitów, dysponuje również segmentem kontrolnym.

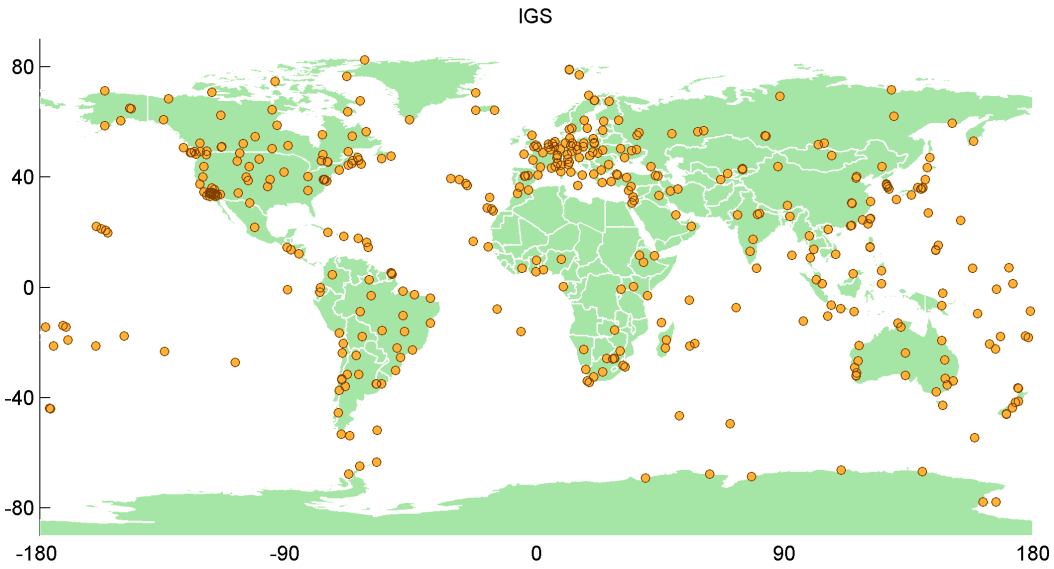
Segment kontrolny każdego systemu wygląda nieco inaczej, ale w każdym przypadku można go w uogólnieniu sprowadzić do trzech podstawowych elementów (Hofmann-Wellenhof, Lichtenegger i Wasle, 2008):

- Sieci stacji monitorujących – naziemnych, permanentnych stacji, które w trybie ciągłym obserwują satelity i przesyłają obserwacje do centrum obliczeniowego,
- Centrum obliczeniowego odpowiadającego za obliczanie parametrów orbity satelitów i innych dodatkowych informacji (jak np. poprawka jonosferyczna) na podstawie zgromadzonych obserwacji,
- Stacji transmitujących, które wysyłają do satelitów poprawki orbit i zegarów oraz aktualizują depesze nawigacyjne i inne dodatkowe parametry.

Segment kontrolny zapewnia podstawową operacyjność systemów GNSS. Jednakże wiele profesjonalnych zastosowań GNSS wymaga podwyższonej precyzji. O zapewnienie możliwie najlepszej wydajności systemów satelitarnych dba Międzynarodowa Służba GNSS[5] (IGS – z ang. *International GNSS Service*). IGS jest organizacją zrzeszającą przeszło 200 samodzielnych podmiotów, uniwersytetów i placówek badawczych. Jej misją jest powszechne, udostępnianie danych, produktów i usług GNSS dla wsparcia obserwacji i badań Ziemi, pozycjonowania, nawigacji i służby czasu oraz innych zastosowań, które mogą przynosić korzyści na rzecz nauki i społeczeństwa.

Zadania, strukturę oraz produkty IGS opisują szczegółowo Teunissen, P. Montenbruck i in., 2017. Jednym z najważniejszych zadań służby jest tworzenie i utrzymywanie Międzynarodowego Ziemskiego Układu Odniesienia (ITRF – z ang. *International Terrestrial Reference Frame*) – techniki GNSS w przeciwieństwie do pozostałych wykorzystywanych do definiowania ITRF (takich jak interferometria długobazowa VLBI i pomiary laserowe SLR i LLR) są w stanie dostarczać dużej liczby obserwacji przy stosunkowo niewielkich kosztach. Poza tworzeniem i zapewnianiem użytkownikom dostępu do ITRF, IGS dostarcza również precyzyjnych produktów, koniecznych do zaawansowanych pomiarów przy użyciu technik GNSS. Należą do nich precyzyjne parametry orbit i zegarów, parametry ruchu obrotowego Ziemi, parametry atmosferyczne (troposfery i jonosfery) oraz szacunkowe wartości różnicowych szumów kodowych (DCB – z ang. *differential code biases*).

[5] https://igs.org



Rysunek 2.3: Mapa stacji permanentnych IGS

Jednym z najistotniejszych elementów i w ogóle podstawą działania IGS (zarówno w kontekście definiowania ITRF jak i sporządzania produktów precyzyjnych) jest rozległa sieć stacji permanentnych prowadzących ciągłe obserwacje GNSS. Sieć stacji monitorujących segmentów kontrolnych obejmuje na ogół kilkanaście do kilkudziesięciu stacji. Sieć stacji działających w ramach IGS obejmuje obecnie ponad 500 lokalizacji na całym świecie (rys. 2.3) – ponad 400 poza obserwacjami GPS wspiera również GLONASS, ponad 300 wspiera systemy Galileo i BeiDou.

IGS jako rozległa międzynarodowa organizacja ma odpowiednią strukturę, która gwarantuje sprawne jej działanie:

- Zarząd IGS odpowiada za politykę i kierunek rozwoju Służby,
- Biuro Centralne odpowiada za codzienną koordynację i zarządzanie aktywnościami IGS,
- Centra Analiz zajmują się praktyczną obsługą danych i realizacją produktów,
- Centra Danych utrzymują wolny i otwarty dostęp do danych i produktów,
- Grupy Robocze stanowią trzon naukowy i ekspercki odpowiadający za rozwój istniejących i tworzenie nowych produktów.

Grupy Robocze reprezentują szeroki wachlarz działań podejmowanych przez IGS dla zapewnienia użytkownikom GNSS na całym świecie możliwie najbardziej kompleksowych produktów technicznych i naukowych. Poza zadaniami opisanymi powyżej, a zatem utrzymaniem ITRF oraz rozwojem precyzyjnych produktów, poszczególne Grupy zajmują się również istotnymi aspektami technicznymi związanymi z GNSS, jak prace nad formatem RINEX (z ang. *Receiver Independent Exchange Format* – uniwersalny, niezależny od typu odbiornika format wymiany danych), rozwiązania z zakresu wspólnego opracowania danych z różnych konstelacji (multi-GNSS) czy rozwój algorytmów działających w czasie rzeczywistym.

Jonosferyczna grupa robocza

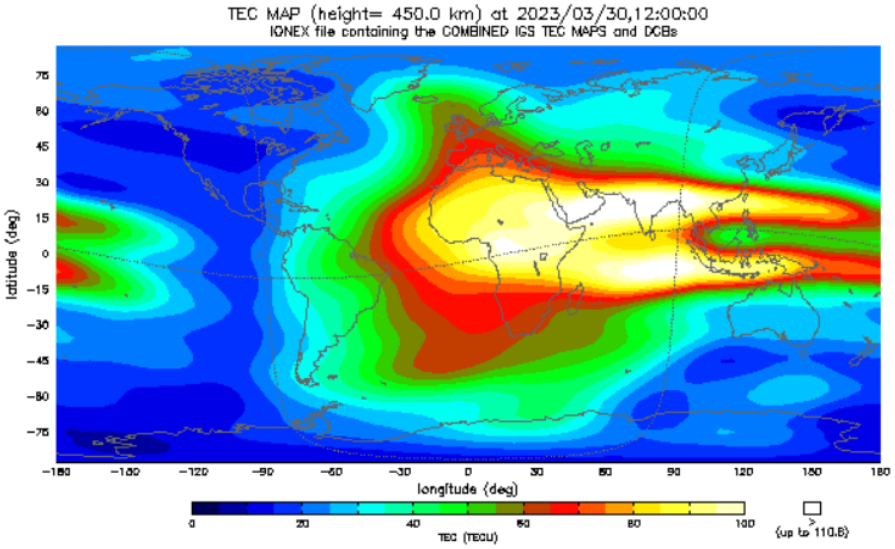
Jedną z Grup Roboczych IGS jest powstała w 1998 roku Jonosferyczna Grupa Robocza (*Ionospheric Working Group* – Iono WG). Sztandarowym produktem Iono WG są globalne mapy stanu jonosfery (GIM – z ang. *Global Ionosphere Map*), opisujące rozkład wartości TEC (rys. 2.4).

Przy formułowaniu idei produktu jonosferycznego wzorowano się na doświadczeniach innych Grup Roboczych – ostateczne produkty IGS są kombinacją niezależnych rozwiązań opracowywanych przez poszczególne międzynarodowe jonosferyczne centra analiz (IAACs – z ang. *Ionospheric Associated Analysis Centres*). Pozwala to na wewnętrzną walidację produktów i ocenę ich jakości i dokładności. Od początku działania Grupy przez wiele lat lista obejmowała cztery centra (Pajares i in., 2008):

- Centre for Orbit Determination in Europe (CODE) działające przy Instytucie Astronomii Uniwersytetu w Bernie (Szwajcaria),
- Europejskie Centrum Operacji Kosmicznych (European Space Operations Centre – ESOC) będące jednostką ESA i zlokalizowane w Darmstadt (Niemcy),
- Jet Propulsion Laboratoty (JPL) działające w ramach NASA i z siedzibą w Pasadenie (USA),
- Politechnikę Katalońską (Universitat Politècnica de Catalunya – UPC) w Barcelonie (Hiszpania).

W ostatnich latach lista została uzupełniona o cztery nowe centra analiz (Krankowski i in., 2023; Roma i in., 2017):

- Chińską Akademię Nauk (Chinese Academy of Sciences – CAS) z siedzibą w Pekinie,
- Deutsches Geodätisches Forschungsinstitut (DGFI) działające na Politechnice Monachijskiej (TUM – z niem. *Technische Universität München*), Niemcy ,
- Natural Resources of Canada (NRCan), Kanada,
- Uniwersytet w Wuhan (WHU), Chiny.



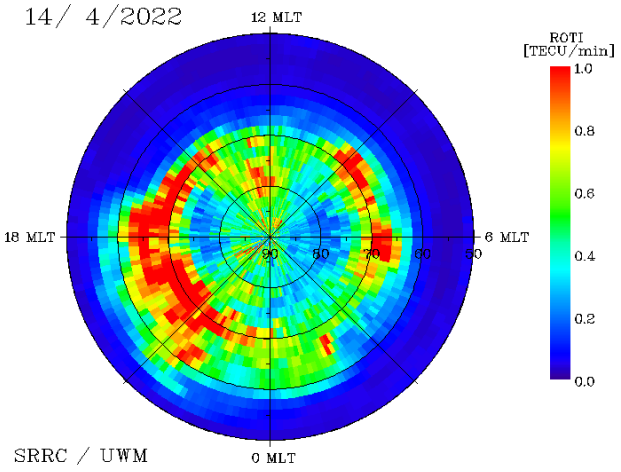
Rysunek 2.4: Przykładowa globalna mapa TEC.
Źródło: http://igsiono.uwm.edu.pl/

Za opracowanie ostatecznego produktu, będącego odpowiednio wagowaną kombinacją rozwiązań z poszczególnych ośrodków odpowiada Centrum Walidacji i Kombinacji IGS, działające na Uniwersytecie Warmińsko-Mazurskim w Olsztynie. IGS dostarcza map TEC w ramach produktów finalnych (dostępnych z opóźnieniem ok. 11 dni z tygodniową aktualizacją bazy) oraz szybkich (dostarczanych codzienne z opóźnieniem poniżej 24 godzin). W ostatnich latach rozwijane są również produkty czasu rzeczywistego (RT-GIM).

Jonosferyczna Grupa Robocza IGS w ramach poszerzania wiedzy i dalszego rozwoju produktów jonosferycznych czynnie współpracuje z Międzynarodową Jonosferą

Odniesienia (IRI) (Froń i in., 2020; I. Galkin i in., 2022) oraz Międzynarodowym Radioteleskopem LOFAR (ILT).

Zauważalny w ostatnich latach postęp w metodach opracowania danych (również multi-GNSS) i technikach modelowania sprawił, że produkty GIM zapewniają coraz lepszą dokładność w obrazowaniu wartości TEC na globalną skalę w czasie coraz bardziej zbliżonym do rzeczywistego. Z punktu widzenia wielu użytkowników naukowych i technologicznych, jak również z punktu widzenia samych nauk jonosferycznych, istotne są jednak informacje nie tylko o absolutnej wartości TEC, lecz również o nieregularnościach w gęstości plazmy i ich dynamice. Odpowiadając na owo zapotrzebowanie IGS w 2015 roku wprowadził polarne mapy indeksu ROTI obejmujące półkulę północną (rys. 2.5, (Cherniak, Krankowski i Zakharenkova, 2014; Cherniak, Krankowski i Zakharenkova, 2018)).



Rysunek 2.5: Przykładowa mapa ROTI dla półkuli północnej w układzie współrzędnych magnetycznych dla dnia 14 kwietnia 2022 podczas umiarkowanej burzy magnetycznej. Źródło: http://igsiono.uwm.edu.pl/

Przyjęty układ współrzędnych nieprzypadkowo pokrywa się z tym, który zaprezentowano w kontekście okołobiegunowej konwekcji plazmy (rys. 1.4) – takie odwzorowanie pozwala właśnie na bezpośredni opis mechanizmów związanych ze zjawiskami zachodzącymi w jonosferze wysokich szerokości geomagnetycznych.

Mapy IGS ROTI sporządzane są jednak jako rozwiązania dobowe – ponieważ wyrażone są w czasie lokalnym, jedna mapa obrazuje pełną dobową strukturę nieregularności.

Mapy sporządzane są w rozdzielczości $2^\circ \times 2^\circ$. Co istotne, mapy ROTI sporządzane są bez żadnej techniki interpolacyjnej dla wykluczenia błędów interpolacyjnych. Podstawą ich sporządzania są obserwacje gromadzone z ponad 700 stacji (Cherniak, Krankowski i Zakharenkova, 2014). Jak wspomniano wcześniej, sieć IGS obejmuje ponad 500 stacji, z czego część jest zlokalizowana na półkuli południowej i na niskich szerokościach (rys. 2.3). Dlatego też dla lepszego pokrycia obserwacjami map ROTI (szczególnie w obliczu braku interpolacji) zbiór stacji IGS uzupełniają jeszcze inne sieci permanentne.

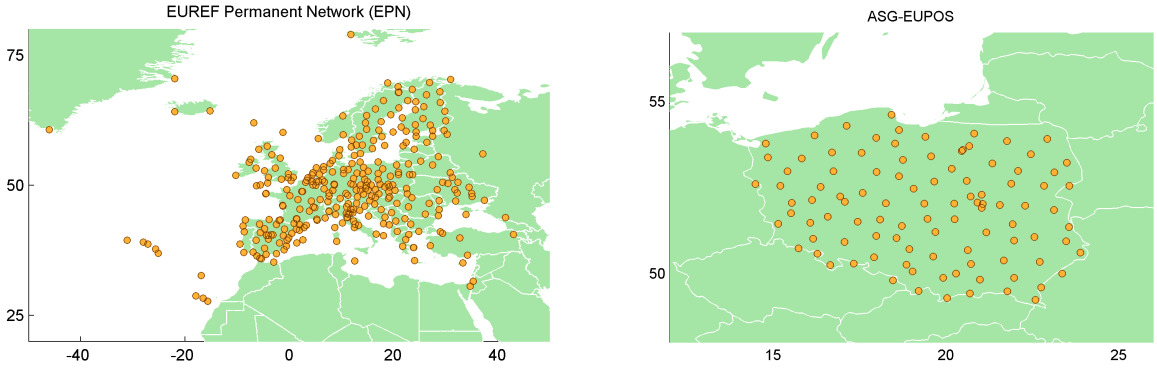
Sieć EUREF Permanent Network (EPN) i inne sieci CORS

Poza siecią IGS, istnieje wiele sieci stacji permanentnych (określanych też skrótem CORS – z ang. *contineously operating reference stations*) o zasięgu kontynentalnym i krajowym. Ich głównym zadaniem jest oczywiście budowanie podstawy dla osnów geodezyjnych i definiowanie regionalnych bądź krajowych układów odniesienia. Sieci krajowe stanowią również podstawę dla pozycjonowania różnicowego. Co warte odnotowania, niektóre stacje należą do kilku sieci – jest to konieczne chociażby z perspektywy powiązania układów lokalnych z globalnymi. Jednak poza swoim podstawowym przeznaczeniem, sieci CORS stanowią również bogate i kompleksowe źródło danych GNSS, które mogą przyczyniać się do znaczącej poprawy produktów jonosferycznych.

Produkt IGS ROTI poza obserwacjami IGS wykorzystuje również obserwacje dostarczane przez europejską sieć EUREF (EPN – z ang. *EUREF Permanent Network*) oraz amerykańską UNAVCO (*University NAVSTAR Consortium*). EPN obejmuje ponad 350 stacji w Europie, UNVACO niemal 2000 – w przypadku UNAVCO większość stacji rozlokowana jest w Ameryce Północnej, kilkadziesiąt znajduje się na Antarktydzie i Grenlandii, dodatkowo pojedyncze stacje znajdują się również na innych kontynentach.

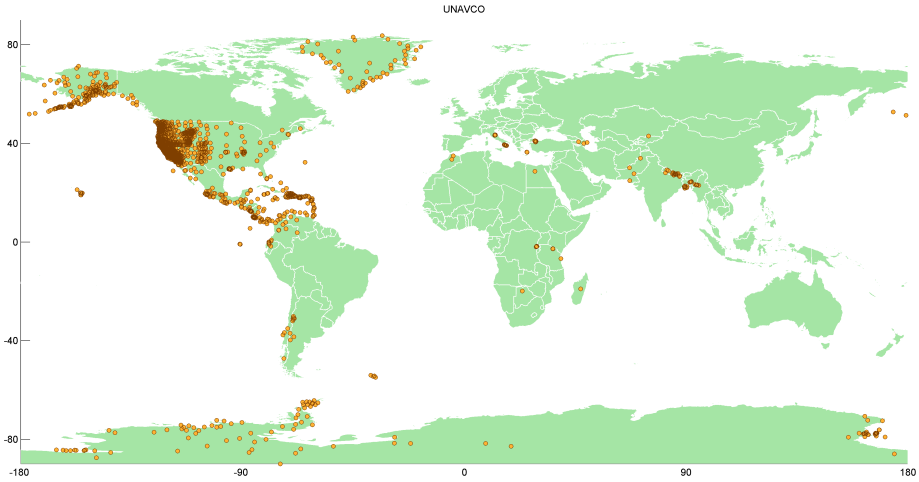
Przykładem sieci CORS jest również polska Aktywna Sieć Geodezyjna – EUPOS (ASG-EUPOS). Obejmuje ona „zaledwie" ok. 100 stacji na terenie Polski i na terenach ościennych. Liczba stacji jest wprawdzie zauważalnie niższa niż w przypadku omawianych wcześniej sieci, jednak należy pamiętać, że w przypadku ograniczenia do obszaru Polski daje to średnią odległość pomiędzy stacjami równą 70 km[6].

[6] http://www.asgeupos.pl/



(a) EPN

(b) ASG-EUPOS



(c) UNAVCO

Rysunek 2.6: Rozmieszczenie stacji permanentnych poszczególnych sieci CORS

Rozdział 3

ROT i ROTI jako narzędzia monitorowania nieregularności w jonosferze

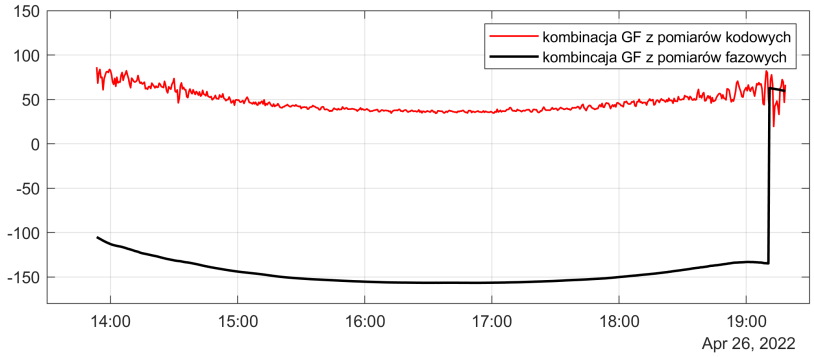
W obliczu gwałtownego rozwoju zarówno konstelacji GNSS jak i naziemnych sieci monitorujących w ostatnich latach, techniki GNSS stają się coraz bardziej wydajnym i szeroko dostępnym narzędziem do monitorowania jonosfery. Coraz powszechniejsze stają się również odbiorniki rejestrujące dane z wysoką częstotliwością (1-100 Hz – klasycznie odbiorniki GNSS rejestrują obserwacje w interwałach 30-sekundowych), co pozwala na monitorowanie scyntylacji jonosferycznych.

Fluktuacyjny produkt IGS ROTI jest dobrym przykładem możliwości monitorowania nieregularności jonosferycznych z użyciem GNSS. Produkt obejmujący początkowo średnie i wysokie szerokości północnej półkuli, jest obecnie rozszerzany o półkulę południową oraz strefę równikową (Cherniak, Zakharenkova i Krankowski, 2022). Rozwijane są również opracowania pozwalające na monitorowanie czasowej dynamiki nieregularności opisywanych przy pomocy ROT i ROTI w regionalnym i globalnym ujęciu – uwzględniają one także monitorowanie w czasie rzeczywistym. W zadaniu tym aktywnie uczestniczy autor niniejszej rozprawy.

3.1 Algorytm wyznaczania miar fluktuacji – ROT i ROTI

Jak wspomniano w poprzednich rozdziałach, ROT i ROTI są wskaźnikami opisującymi fluktuacje jonosferyczne przez ocenę czasowej zmienności TEC. ROT zgodnie z równaniem 2.13 jest różnicą TEC w kolejnych epokach w ramach pojedynczego ciągłego łuku śledzenia satelity GNSS. Wartość ROTI obliczana jest jako odchylenie standardowe ze zbioru ROT w określonym czasie i w określonej komórce przestrzennej (równanie 2.14).

Informacja o TEC odzyskana może być z dwuczęstotliwościowych obserwacji GNSS dzięki kombinacji *geometry-free*, nazywanej również z tego właśnie powodu kombinacją jonosferyczną. Kombinacja eliminuje z równań obserwacyjnych wszystkie czynniki „geometryczne", a mówiąc inaczej, wszystkie czynniki niezależne od częstotliwości sygnału. Zaliczają się do nich opóźnienia zegara satelity oraz odbiornika, błędy systematyczne, takie jak poprawka relatywistyczna a także wpływ niedyspersyjnej troposfery. Poza tymi elementami jednak informacja o TEC otrzymana z kombinacji *geometry-free* obarczona jest jeszcze wpływem niewyeliminowanych komponentów równań obserwacyjnych, które zależą od częstotliwości sygnału (rys. 3.1).



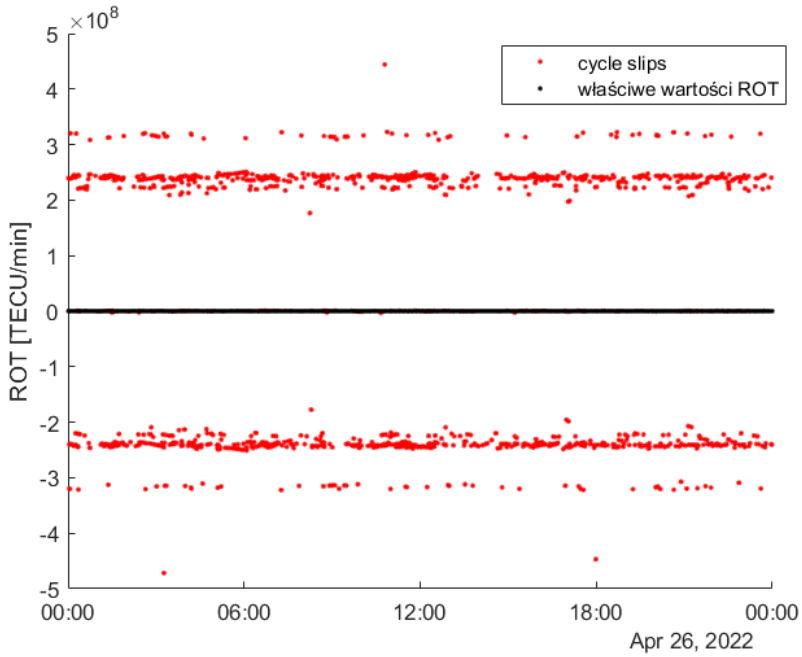
Rysunek 3.1: Wartości TEC obliczone z kombinacji *geometry-free* na podstawie obserwacji kodowych i fazowych – wyniki obciążone są niewyeliminowanym wpływem nieoznaczoności pomiarów fazowych, szumów sprzętowych, itp.

Najbardziej zauważalną różnicą jest duża rozbieżność (w zaprezentowanym przykładzie na poziomie 200 TECU) pomiędzy poziomami wartości obliczonymi z kombinacji obserwacji kodowych i fazowych – co więcej, prawie cały szereg TEC wyznaczonych z kombinacji Φ_{GF} jest ujemny. Wynika to z wpływu nieoznaczoności obserwacji fazowych,

która jest różna dla różnych częstotliwości, a zatem jej różnicowa postać pozostaje niewyeliminowania w równaniu obserwacyjnym kombinacji Φ_{GF}, lecz nieobecna jest już w przypadku P_{GF}.

Drugą różnicą pomiędzy wartościami obliczonymi z Φ_{GF} i P_{GF} jest wyraźnie wyższy poziom zaszumienia tych drugich. Obserwacje kodowe są dużo bardziej podatne na szumy sprzętowe. Absolutny poziom TEC w przypadku kombinacji P_{GF} również podlega kalibracji – w tym przypadku ze względu na poziom różnicowych szumów kodowych (DCB) satelity i odbiornika. Ze względu na niższy poziom zaszumienia, do obserwacji TEC, a zwłaszcza ROT, stosuje się obserwacje fazowe (również w kombinacji z obserwacjami kodowymi).

Na rys. 3.1 po godzinie 19:00 widoczny jest wyraźny skok w TEC obliczonym z obserwacji fazowych – związany jest z utratą cyklu fali nośnej zwaną *cycle slip*. Podobne błędy dotyczą wyłącznie obserwacji fazowych, jako że związane są z nieoznaczonością pomiarów fazowych. Rys. 3.2 przedstawia wpływ niewyeliminowanych *cycle slips* na wartości ROT uzyskane ze zróżnicowanej w czasie kombinacji Φ_{GF}.



Rysunek 3.2: Wpływ gubienia cykli fazy fali nośnej (*cycle slips*) na wartości ROT.

Zaprezentowane wyniki obejmują obserwacje wszystkich GNSS na całej sieci EPN. Warto podkreślić, że zaznaczone na czerwono błędne wartości spowodowane utraconymi

cyklami fali nośnej stanowią mniej niż 1% zarejestrowanych obserwacji i w przeważającej większości obserwowane są na niskich elewacjach (poniżej maski elewacji ustalonej na 20°). Niemniej jednak jest to istotne źródło błędów grubych i ich wykrycie jest kluczowe dla późniejszej wiarygodnej estymacji wartości ROTI.

Istnieje wiele algorytmów detekcji *cycle slips* Podstawową metoda oparta jest na opisanej już kombinacji *geometry-free*. W określony odcinek danych wpasowywany jest wielomian – odstępstwa od jego wartości przekraczające określony próg identyfikowane są jako utracony cykl fali. Problemem w zastosowaniu tej metody jest fakt, że kombinacja *geometry-free* jest równocześnie stosowana do odzyskania informacji jonosferycznej, więc przy zaburzonych warunkach silne gradienty jonosferyczne mogą być błędnie identyfikowane jako *cycle slip*, co dodatkowo obniża możliwości monitorowania dynamicznych struktur w jonosferze.

Przeprowadzone przez autora testy w różnych warunkach aktywności geomagnetycznej wykazały, że najlepszą wydajność w wykrywaniu zgubionych cykli fali przy jednoczesnej odporności na wpływ jonosfery wykazuje metoda wykorzystująca kombinację liniową Melbourne-Wübbena (Blewitt, 1990). Kombinacja Melbourne-Wübbena opiera się na różnicy pomiędzy kombinacją *wide-lane* (zwiększającą długość fali wynikowego sygnału) obserwacji fazowych a kombinacją *narrow-lane* (zmniejszającą długość fali wynikowego sygnału) obserwacji kodowych:

$$B_W = \Phi_{WL} - P_{NL}, \tag{3.1}$$

gdzie kombinacje *wide-lane* Φ_{WL} i *narrow-lane* P_{NL} definiuje się jako:

$$\Phi_{WL} = \frac{f_1\Phi_{L1} - f_2\Phi_{L2}}{f_1 - f_2}, \tag{3.2}$$

$$P_{NL} = \frac{f_1 P_{L1} + f_2 P_{L2}}{f_1 + f_2}, \tag{3.3}$$

Wykrywanie utraconych cykli fali odbywa się poprzez sprawdzanie wartości wewnątrz ruchomego okna – wartości odstające poza poziom 4σ identyfikowane są jako *cycle slip*. Dla uniknięcia błędów i przekłamań związanych z interpolacją nie zastosowano żadnego algorytmu naprawiania wpływu utraconych cykli fali – zamiast tego algorytm wyznaczania ROT jest restartowany przy każdorazowej detekcji nieciągłości w serii obserwacji.

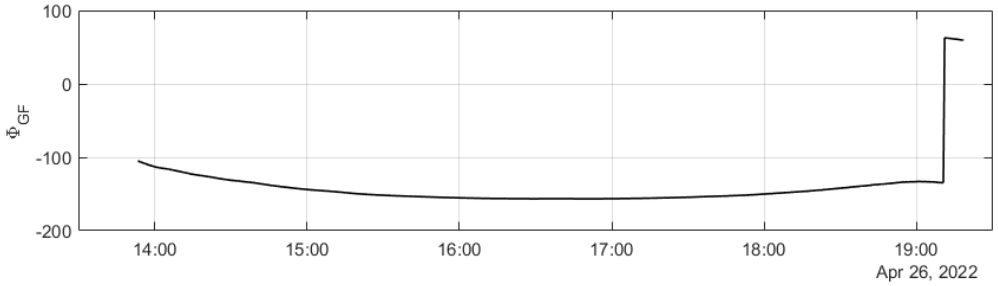
W wartościach TEC obliczonych obiema metodami (rys. 3.1) wyraźnie widoczny jest również charakterystyczny trend – wartości są zauważalnie wyższe na początku i końcu szeregu. Zaprezentowany szereg obejmuje pełen łuk ruchu satelity po niebie od jego wschodu aż do zachodu. Sygnały satelity na niższych elewacjach przebywają dłuższą drogę przez jonosferę, więc wartość TEC, jako liczba elektronów scałkowana wzdłuż drogi automatycznie staje się wyższa. Nie odpowiada to jednak bezpośrednio koncentracji elektronów, a raczej geometrii drogi sygnału przez jonosferę. Z tego powodu wartości TEC obserwowane wzdłuż linii widzenia satelita–odbiornik określane są jako STEC (z ang. *slant TEC* – ukośny TEC). Dla należytego odzwierciedlenia koncentracji elektronów i „uwolnienia" TEC od geometrii drogi sygnału przez jonosferę, wartości STEC normalizowane są z uwzględnieniem kąta elewacji do odpowiadających im wartości pionowych (VTEC, z ang. *vertical TEC*). Podobna normalizacja wymaga przyjęcia określonego modelu, który pozwoli uzależnić wartości VTEC od STEC z uwzględnieniem założeń geometrycznych. W opracowaniach dwuwymiarowych najpowszechniej stosowane jest założenie pojedynczej, nieskończenie cienkiej warstwy jonosferycznej (Schaer, 1999). Według niego cała jonosfera zintegrowana zostaje do pojedynczej warstwy o jednostkowej grubości umieszczonej na określonej wysokości nad ziemią. Założenie to jest zbieżne z ideą obliczania TEC, według której pełen profil gęstości elektronów wzdłuż drogi sygnału jest integrowany do jednej wartości. Konwersja z STEC do VTEC z pomocą funkcji mapującej $F(\varepsilon)$ przebiega w następujący sposób:

$$VTEC = \frac{STEC}{F(\varepsilon)}, \tag{3.4}$$

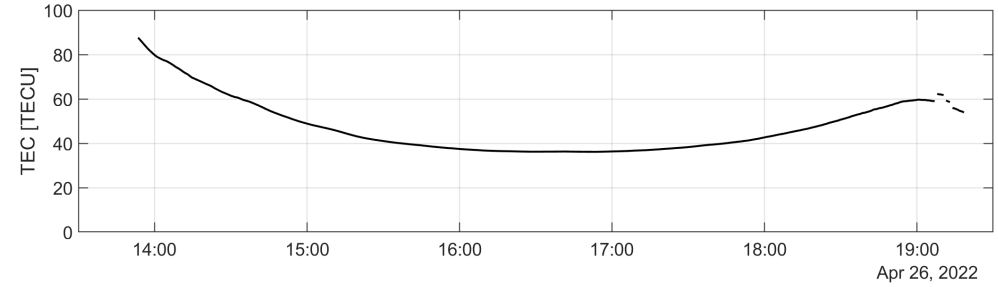
$$F(\varepsilon) = \frac{1}{\sqrt{1 - (\frac{R_E}{R_E+h} cos\varepsilon)}}, \tag{3.5}$$

gdzie R_E oznacza promień Ziemi równy w przybliżeniu 6371 km, h – przyjętą wysokość warstwy jonosferycznej, zaś ε kąt elewacji. Założenie pojedynczej, cienkiej warstwy jonosferycznej pozwala również przypisać obliczone wartości TEC do określonego punktu w przestrzeni – punktu przebicia jonosfery IPP (z ang. *ionospheric pierce point*)

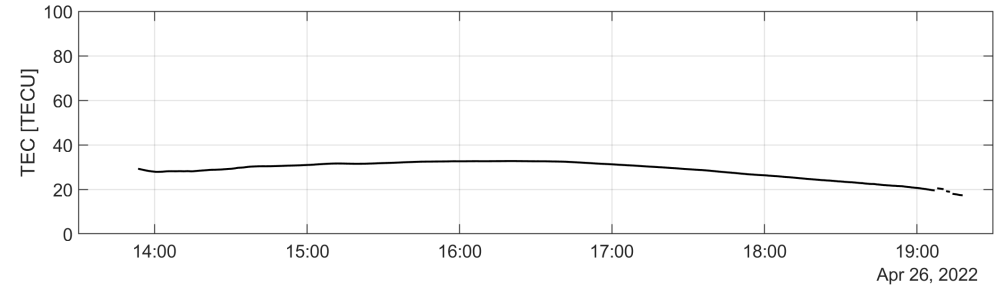
W poprzednim rozdziale, na rysunku 2.2a przedstawiono szereg czasowy wartości ROT obserwowanej na sygnale satelity G10 w niezaburzonych warunkach geomagnetycznych. Są to wyniki ROT po pełnym procesie kalibracji pod kątem niegeometrycznych komponentów w kombinacji Φ_{GF}. Rys. 3.3 przedstawia kolejne kroki obliczania ostatecznej wartości ROT.



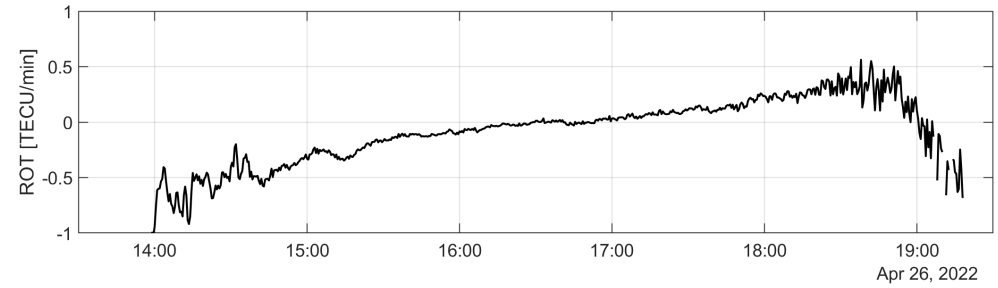
(a) Bezpośredni wynik zróżnicowanej w czasie kombinacji Φ_{GF}



(b) Odfiltrowanie *cycle slips*

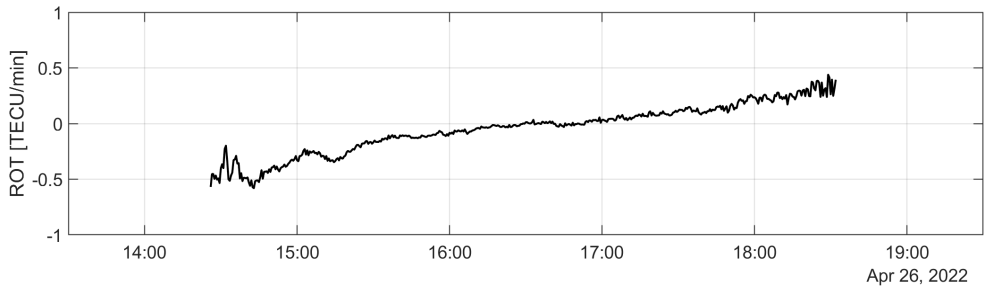


(c) Wyznaczenie pionowych wartości ROT

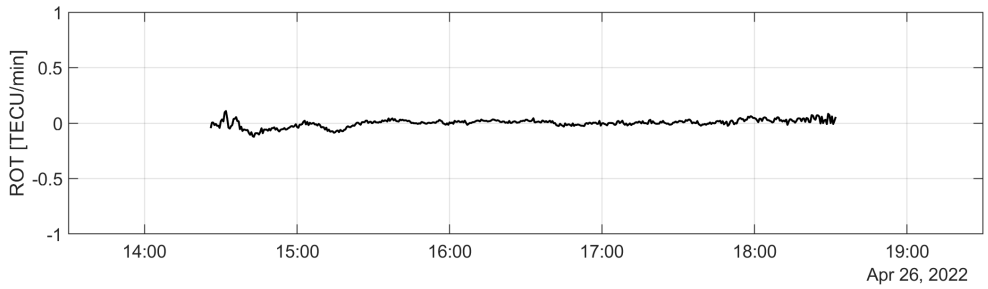


(d) Wykluczenie obserwacji poniżej 20° maski elewacji

Rysunek 3.3: Kolejne kroki wyznaczenia wartości ROT na podstawie kombinacji Φ_{GF}



(e) Wykluczenie obserwacji poniżej 20° maski elewacji



(f) Usunięcie trendu spowodowanego wielkoskalową zmiennością TEC i ruchem satelity

Rysunek 3.3 (cd.): Kolejne kroki wyznaczenia wartości ROT na podstawie kombinacji Φ_{GF}

Jak wyżej wspomniano, z uwagi na niższy poziom szumów, miara fluktuacji TEC – ROT wyznaczana jest w oparciu o dwuczęstotliwościowe obserwacje fazowe. Wartość nieoznaczoności pomiaru fazowego jest stała w ramach pojedynczego, ciągłego łuku śledzenia satelity po niebie. Oznacza to, że wpływ nieoznaczoności na wartości TEC zostaje automatycznie wyeliminowany w ramach obliczenia ROT przez zastosowanie różnicowania w czasie – przy założeniu, że kolejne wartości ROT liczone są w ramach nieprzerwanej serii danych. Niemniej jednak zgubione cykle fali nośnej wciąż powodują znaczne „skoki" w wartościach ROT (rys. 3.3a). Skala wpływu zgubionych cykli fali uwidoczniona jest również na rys. 3.2. Na samym początku więc odfiltrowywane są wartości Φ_{GF} obarczone „przeskokami" związanymi ze zgubionymi cyklami fali.

Mimo iż wpływ nieoznaczoności jest eliminowany poprzez różnicowanie w czasie oszacowanych wartości TEC, jednak znaczne odchylenie od wartości oczekiwanych TEC spowodowane różnicowym parametrem nieoznaczoności może powodować błędy choćby przy przeliczaniu wartości z STEC do VTEC. Dlatego też wartości Φ_{GF} są „dociągane" do poziomu wyznaczonego przez P_{GF} (rys. 3.3b). Procedura ta określana jest

jako *carrier-to-code levelling* (z ang. sprowadzanie obseracji fazowych do poziomu obserwacji kodowych). Zaszumienie obserwacji kodowych nie stanowi w tym przypadku problemu, gdyż wyznaczana jest średnia różnica poziomów dla pełnych (ciągłych) łuków obserwacji. Pozwala to również na eliminacje przeskoków w poziomach wartości – z uwagi na to, że *cycle slips* nie mają wpływu na obserwacje kodowe, także wszystkie szeregi Φ_{GF} sprowadzane są do jednego poziomu wyznaczonego przez P_{GF}. Tak wyznaczone wartości stanowią estymaty STEC, które następnie sprowadzane są do wartości pionowych przy pomocy funkcji mapującej $F(\varepsilon)$ opisanej przez równanie 3.5 (rys. 3.3c).

Na podstawie oszacowanych pionowych wartości TEC obliczany jest ROT (rys. 3.3d) zgodnie z równaniem 2.13 – otrzymane wyniki wyrażone są w różnicy TEC w ciągu 1 minuty. Jednak nawet po redukcji wpływu *cycle slips* i skośności drogi sygnału, wciąż widoczne są znaczne odchylenia na początku i końcu szeregu ROT (rys. 3.3d) – wynikają one z wielotorowości sygnałów (efekt *multipath*) na niskich elewacjach. Dla uniknięcia podobnych błędów wykluczane są obserwacje poniżej maski elewacji określonej na poziomie 20°.

Na rys. 3.3e wciąż widoczny jest jednak pewien trend – wynika on z wielkoskalowych zmian TEC oraz kwestii związanych z ruchem satelity. Wpływ ten redukowany jest przez zastosowanie średniej kroczącej o szerokości okna równej 2h – pozwala to na eliminacje długookresowych komponentów i pozostawienie jedynie faktycznych, małoskalowych fluktuacji sygnału związanych z nieregularnościami jonosferycznymi (rys. 3.3f).

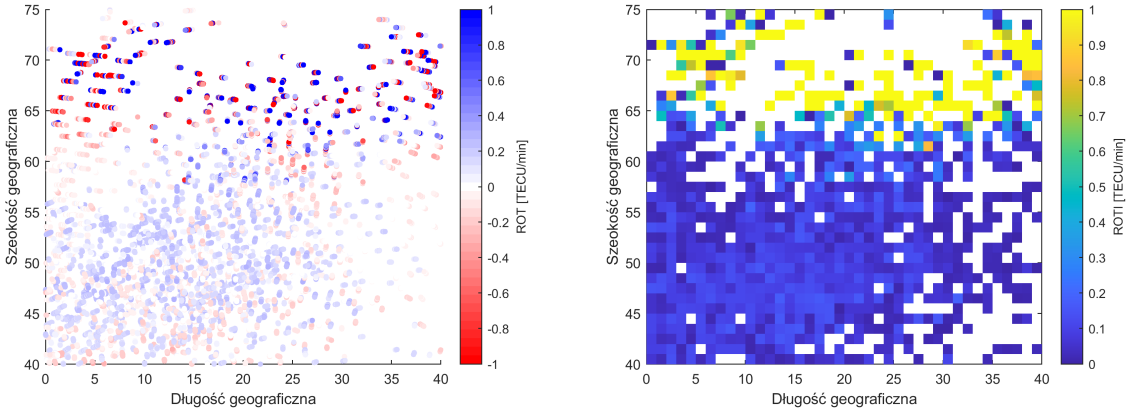
Tak obliczone wartości ROT mimo iż „uwolnione" od geometrii drogi sygnału od satelity do odbiornika i wpływu ruchu satelity, wciąż powiązane są z konkretną linią widzenia. Na podstawie równania 3.5, jak wcześniej wspomniano, można wyznaczyć współrzędne tzw. punktu subjonosferycznego (SIP – z ang. *sub-ionospheric point*), czyli IPP rzutowanego na powierzchnię Ziemi. Szerokość i długość IPP (a zatem również SIP – jako że szerokość i długość są wielkościami kątowymi) pozwala na zmapowanie wartości ROT (rys. 3.4a). Współrzędne IPP wyznaczyć można na podstawie ich azymutu i elewacji:

$$\phi_{IPP} = \phi_{rec} + \psi cosAz, \tag{3.6}$$

$$\lambda_{IPP} = \lambda_{rec} + \frac{\psi sinAz}{cos\phi_{IPP}}, \tag{3.7}$$

$$\psi = arccos((\frac{R_E}{R_E + h})cosE) - E, \tag{3.8}$$

gdzie Az oznacza azymut satelity (a więc również IPP), E – elewację, ϕ_{rec} – szerokość geograficzną odbiornika zaś λ_{rec} jego długość geograficzną. R_E i h, podobnie jak w równaniu 3.5 oznaczają promień Ziemi i wysokość warstwy jonosferycznej.

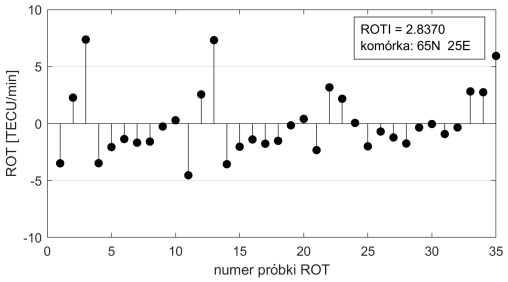


(a) Mapa ROT

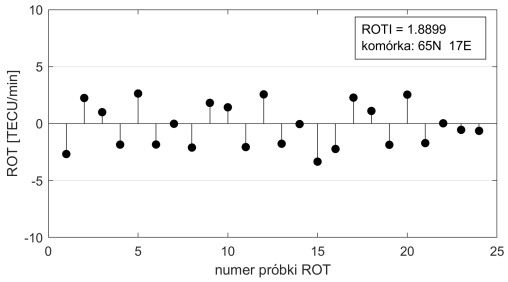
(b) Mapa ROTI

Rysunek 3.4: Zmapowane wartości ROT i odpowiadające im wartości ROTI w jednej 5–minutowej epoce

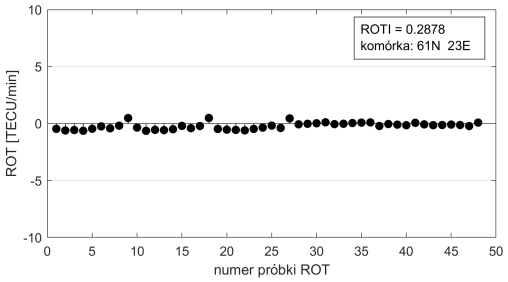
Rys. 3.4 przedstawia zależność pomiędzy zmapowanymi wartościami ROT w jednej pięciominutowej epoce, a odpowiadającymi im wartościami ROTI. ROTI jak opisano wcześniej jest obliczane jako odchylenie standardowe ze zbioru ROT w określonej komórce (na rys. 3.4 – wewnątrz komórki o rozmiarach 1° na 1°). Jako że odchylenie standardowe jest miarą dyspersji, ROTI opisuje rozrzut w wartościach ROT, a więc dynamikę zmian. Wysoka wartość ROTI nie wskazuje na wysokie wartości ROT, lecz na duże ich zróżnicowanie. Widoczne jest to na wyższych szerokościach (powyżej $60°N$) na rys. 3.4. Dla lepszego wglądu w zależność pomiędzy zbiorami ROT i odpowiadającymi im wartościami ROTI, na rys. 3.5 zaprezentowano zbiory ROT w czterech komórkach o różnym poziomie ROTI.



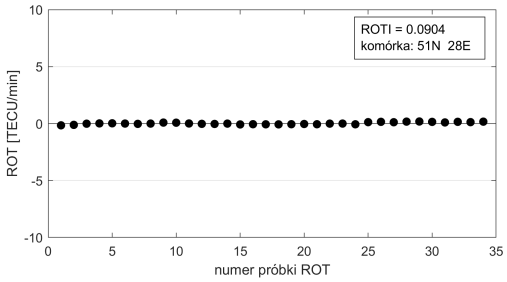
(a) Zbiór ROT dla wysokiego ROTI



(b) Zbiór ROT dla umiarkowanego ROTI



(c) Zbiór ROT dla średniego ROTI



(d) Zbiór ROT dla niskiego ROTI

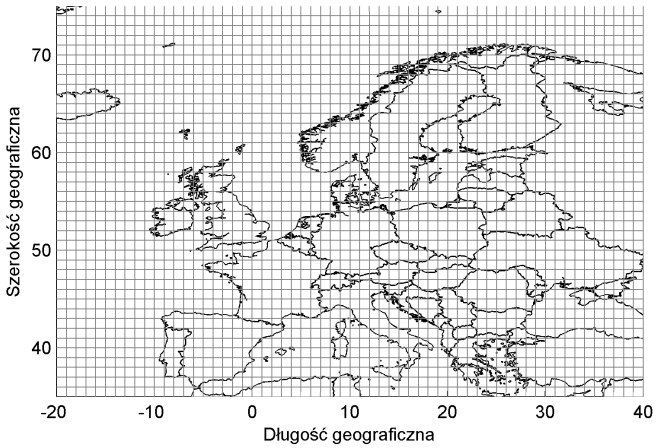
Rysunek 3.5: Wartości ROT dla czterech wybranych komórek mapy ROTI

3.2 Regionalne mapy ROTI w podejściu multikonstelacyjnym

Fluktuacyjny produkt IGS obejmuje dobowe mapy ROTI sporządzane dla obszarów okołopolarnych (powyżej 50° szerokości geomagnetycznej) – obecnie rutynowo dostarczane są wyłącznie mapy dla półkuli północnej. Planowane do włączenia do IGS opracowania dla półkuli południowej i strefy okołorównikowej (pomiędzy równoleżnikami $30°N$ i $30°S$) również bazują na rozwiązaniach dobowych. Wszystkie te rozwiązania realizowane są w skorygowanym układzie współrzędnych magnetycznych. Co więcej, zamiast długości magnetycznej, przyjęty został magnetyczny czas lokalny (MLT) – układ współrzędnych jest więc zorientowany na Słońce.

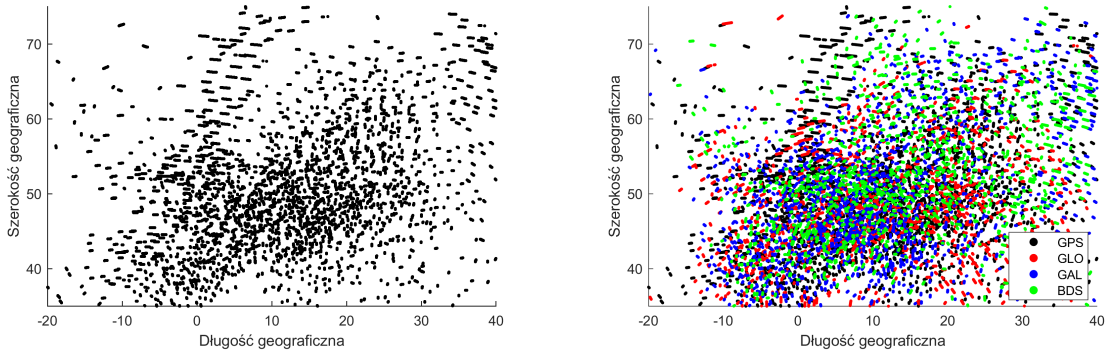
Dla lepszego zobrazowania czasowo-przestrzennej zmienności i dynamiki, w ramach niniejszej rozprawy sporządzone przez autora zostały również regionalne mapy ROTI. Europejskie opracowanie oparte o obserwacje z sieci EPN pozwala na śledzenie aktywności zorzowej poprzez monitorowanie ekspansji nieregularności występujących w owalu

zorzowym ku niższym szerokościom geograficznym. Mapy europejskie realizowane są w rozdzielczości 1° na 1° w szerokości i długości geograficznej. Rozdzielczość czasowa map regionalnych została przyjęta na poziomie interwału obliczania ROTI, wynoszącego 5 minut.



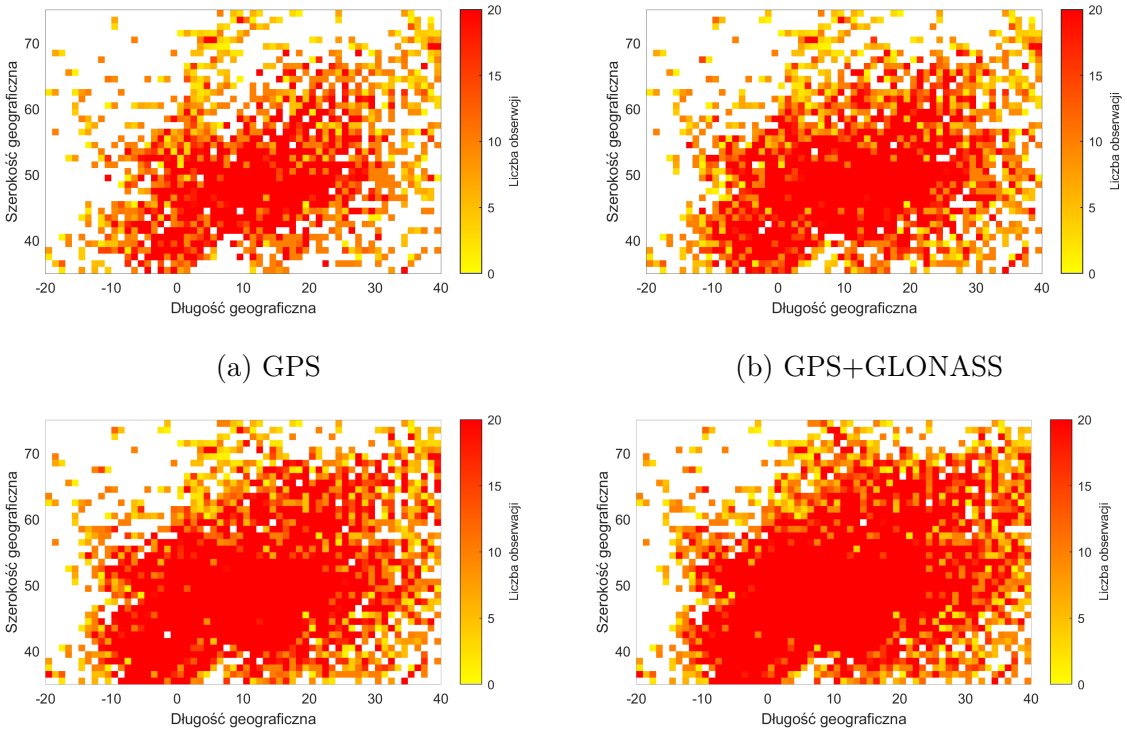
Rysunek 3.6: Siatka europejskiej regionalnej mapy ROTI.

Oficjalny produkt IGS ROTI oparty jest wyłącznie o obserwacje systemu GPS. Przy rozwiązaniach dobywch pozwala to na uzyskanie kilkudziesięciu IPP w ramach pojedynczej komórki mapy. W rozwiązaniach obejmujących krótsze interwały (w tym również w opracowaniach czasu rzeczywistego) kluczowa jest ilość dostępnych danych. Wykorzystanie wszystkich czterech systemów nawigacyjnych pozwala znacząco podnieść pokrycie mapy punktami obserwacyjnymi (IPP). Jak wspomniano powyżej system GLONASS z uwagi na większy kąt inklinacji ma szczególne znaczenie dla zwiększenia pokrycia punktami pomiarowymi wyższych szerokości geograficznych, lecz przy produktach o krótkich interwałach również satelity Galileo i BeiDou znacząco poprawiają liczbę dostępnych obserwacji. Rys. 3.7 przedstawia porównanie rozmieszczenia IPP obserwowanych w ciągu jednej 5-minutowej epoki tylko dla systemu GPS oraz dla wszystkich czterech GNSS. Rys. 3.8 demonstruje, jak rozkład IPP (rys. 3.7) przekłada się na liczbę obserwacji w jednej komórce mapy w wariantach: GPS, GPS+GLONASS, GPS+GLONASS+Galileo oraz GPS+GLONASS+Galileo+BeiDou.



(a) GPS (b) GPS+GLONASS+Galileo+BeiDou

Rysunek 3.7: Lokalizacja IPP w ramach jednej 5-minutowej epoki obserwowanych przez całą sieć EPN dla samego systemu GPS oraz w podejściu multi-GNSS

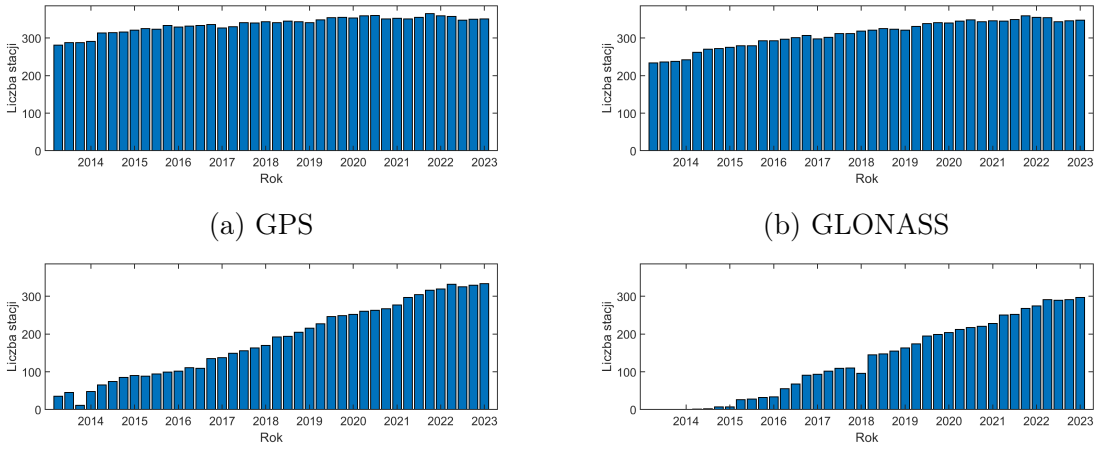


(a) GPS (b) GPS+GLONASS

(c) GPS+GLONASS+Galileo (d) GPS+GLONASS+Galileo+BeiDou

Rysunek 3.8: Liczba obserwacji przypadających na jedną komórkę w różnych kombinacjach konstelacyjnych.

Na rys. 3.8 wyraźnie widać, że wykorzystanie czterech systemów nawigacyjnych poprawia znacznie pokrycie mapy obserwacjami nie tylko na średnich szerokościach, ale również powyżej $60°N$. Z każdym kolejnym dołączanym systemem zauważalna jest znaczna poprawa szczególnie pod kątem komórek o braku jakichkolwiek obserwacji. Sumaryczna liczba obserwacji z całej sieci EPN w ciągu jednej 5-minutowej epoki wynosi średnio ok. 20 000 dla GPS, 11 000 dla GLONASS, 15 000 dla Galileo i 10 000 w przypadku BeiDou. Na liczbę obserwacji wpływ ma zarówno liczba operacyjnych satelitów jak i liczba stacji – poszczególne odbiorniki na stacjach permanentnych w zależności od typu i generacji obsługują konstelacje GNSS w różnych konfiguracjach. Prezentowane w niniejszym podrozdziale przykładowe wyniki obejmują obserwacje z kwietnia 2022 (z umiarkowanej burzy geomagnetycznej z 14 kwietnia oraz spokojnego dnia 26 kwietnia). W analizowanym okresie liczby operacyjnych satelitów wynosiły odpowiednio 31 dla GPS, 19 dla GLONASS, 22 dla Galileo i 25 dla BeiDou. Mimo iż współczesne odbiorniki GNSS już niemal rutynowo wspierają wszystkie cztery systemy nawigacyjne, sieci permanentne (w tym EPN) są wciąż modernizowane. Rys. 3.9 przedstawia rozwój sieci EPN pod kątem dostępności obserwacji z poszczególnych systemów od 2013 do 2023 roku – sporadycznie występujące, niewielkie spadki w liczbie dostępnych stacji wynikają z przejściowych problemów technicznych.



(a) GPS

(b) GLONASS

(c) Galileo

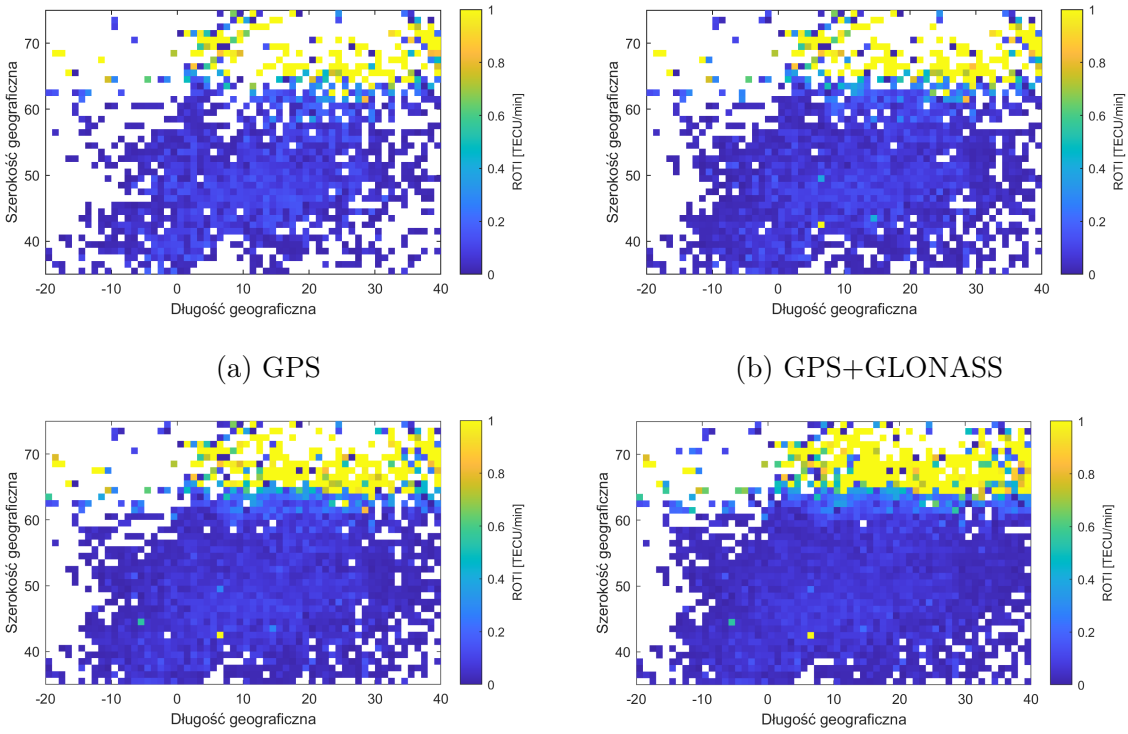
(d) BeiDou

Rysunek 3.9: Dostępność obserwacji GPS, GLONASS, Galileo i BeiDou na stacjach EPN w latach 2013-2022

W przedstawionych wynikach dla kwietnia 2022 obserwacje GPS dostarczane były przez 338 stacji, GLONASS przez niewiele mniej, bo 331, w przypadku Galileo – obserwacje europejskiego systemu dostępne były na 321 stacjach, w przypadku BeiDou, liczba stacji wyniosła jedynie 231. Na rys. 3.9 widoczny jest rozwój sieci EPN zarówno w kontekście zwiększania liczby stacji, jak i jej modernizacji poprzez stopniowe zwiększanie dostępności obserwacji z nowych konstelacji GNSS. Wiąże się to z podjętą przez IGS inicjatywą MGEX (z ang. *Multi-GNSS Experiment*, O. Montenbruck i in., 2013), mającą na celu rozszerzenie wsparcia IGS na systemy Galileo, BeiDou oraz wszystkie pozostałe, regionalne systemy. W 2016 zakończyła się eksperymentalna faza MGEX – podejście multikonstelacyjne w zakresie obserwacji i produktów zostało wdrożone jako standardowa procedura IGS (O. Montenbruck i in., 2017). Do rozwoju podejścia multi-GNSS przyczyniła się również powszechna implementacja formatu RINEX3, który zapewnia pełne wsparcie wielokanałowych obserwacji przy użyciu wszystkich dostępnych konstelacji GNSS – jest w pełni kompatybilny z nowymi kodami zaimplementowanymi w satelitach Galileo i BeiDou.

W poprzednich latach rozwiązania ograniczające się do konstelacji GPS lub kombinacji GPS+GLONASS odpowiadały możliwościom technicznym z uwagi na niską dostępność systemów Galileo i BeiDou. Obecnie, po uzyskaniu przez Chiński i Europejski system pełnej operacyjności i przy rosnącej dostępności wykorzystanie wszystkich czterech globalnych systemów nawigacyjnych podejście multi-GNSS pozwala na podwojenie liczby dostępnych obserwacji w porównaniu do opracowań GPS+GLONASS i potrojenie w stosunku do produktów ograniczonych tylko do GPS. Liczba dostępnych obserwacji i pokrycie mapy punktami pomiarowymi (IPP) przekłada się bezpośrednio na jakość wynikowych produktów multikonstelacyjnych (rys. 3.10). Jest to szczególnie istotne w przypadku produktów ROTI, jako że zgodnie ze standardem przyjętym przez IGS, nie uwzględniają one żadnej techniki interpolacyjnej, a mapują wyłącznie wartości obserwowane.

Poszczególne konstelacje GNSS są od siebie zupełnie niezależne, różnią się pod kątem parametrów orbit oraz właściwości sygnałów. Z punktu widzenia wpływu jonosfery jednak różnice w częstotliwościach poszczególnych systemów nie są znaczące – wartości ROT są porównywalne. Niemniej jednak rozwiązania multikonstelacyjne opierają na opracowaniu osobnych map w oparciu o obserwacje z czterech systemów – na podstawie niezależnych opracowań poszczególne kombinacje obliczane są jako wartości średnie.



(a) GPS

(b) GPS+GLONASS

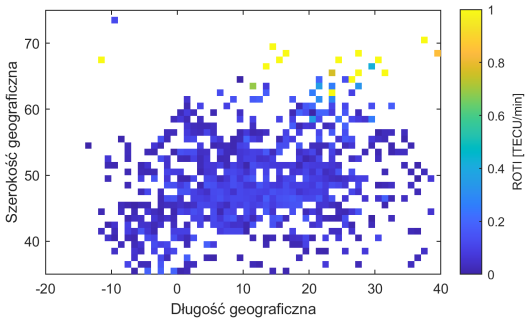
(c) GPS+GLONASS+Galileo

(d) GPS+GLONASS+Galileo+BeiDou

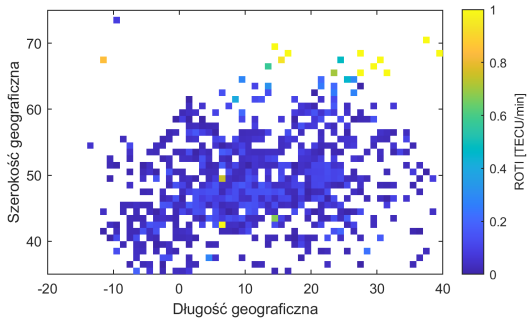
Rysunek 3.10: Zestawienie map ROTI w różnych kombinacjach konstelacyjnych.

Przy rozwiązaniach GPS (rys. 3.10a) i GPS+GLONASS (rys. 3.10b) wyraźnie odznaczają się wysokie wartości ROTI ($>$ 1TECU/min) na szerokościach powyżej ok. $65°N$ – opisują one nieregularności jonosferyczne wewnątrz owalu zorzowego. Obserwacje ekspansji owalu zorzowego poprzez monitoring nieregularności jonosferycznych jest dobrym wyznacznikiem aktywności jonosferycznej, a pośrednio geomagnetycznej. Opracowania multikonstelacyjne, uwzględniające systemy Galileo i BeiDou dużo wyraźniej obrazują zasięg występowania nieregularności, a zatem granicę owalu zorzowego.

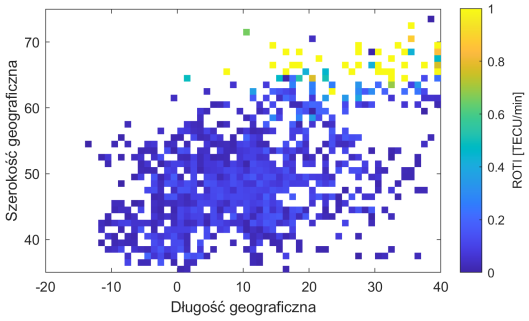
Jak wspomniano powyżej uśrednione z poszczególnych konstelacji mapy opracowywane są przy założeniu, że wartości ROTI obserwowane przez poszczególne systemy są ze sobą zgodne. Ponieważ obserwacje prowadzone są na tych samych stacjach, a orbity satelitów są podobne, część komórek map ROTI sporządzanych w oparciu o GLONASS, Galileo i BeiDou pokrywa się z komórkami, zawierającymi obserwacje GPS. Pozwala to na wyznaczenie korelacji i ocenę zgodności pomiędzy poszczególnymi opracowaniami.



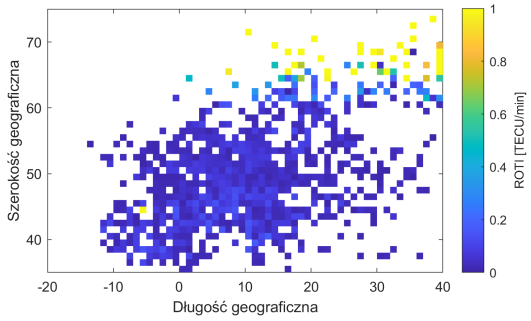
(a) GPS ROTI współwystępujące z GLONASS ROTI



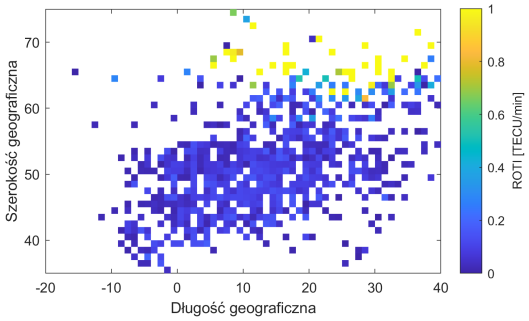
(b) GLONASS ROTI współwystępujące z GPS ROTI



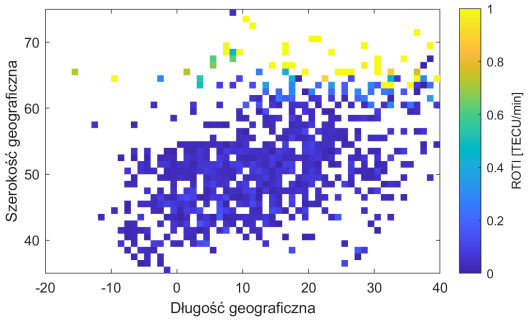
(c) GPS ROTI współwystępujące z Galileo ROTI



(d) Galileo ROTI współwystępujące z GPS ROTI



(e) GPS ROTI współwystępujące z BeiDou ROTI



(f) BeiDou ROTI pokrywające się z GPS ROTI

Rysunek 3.11: Zestawienie map z poszczególnych systemów o wyselekcjonowanych komórkach współwystępujących w odpowiednich parach map.

Rys. 3.11 przedstawia zestawienie map opracowanych w oparciu o GPS z mapami GLONASS (rys. 3.11a, 3.11b), Galileo (rys. 3.11c, 3.11d) i BeiDou (rys. 3.11e, 3.11f).

Każda para obejmuje jedynie komórki, które występują w obu systemach – na ich podstawie oceniona została wartość korelacji w każdej parze: GPS-GLONASS, GPS-Galileo i GPS-BeiDou. Współczynnik korelacji pomiędzy opracowaniami opartymi o obserwacje GPS i GLONASS wynosi 0.7753, w przypadku GPS i Galileo 0.6776, zaś dla GPS i BeiDou 0.7380. Korelacja pomiędzy poszczególnymi mapami nie jest zatem liniowa, ale może być określona jako znaczna. Mimo pewnych rozbieżności, ROTI z poszczególnych systemów są ze sobą zgodne.

3.3 Monitorowanie nieregularności jonosferycznych w czasie rzeczywistym w ramach polsko-chińskiego projektu ARTEMIS

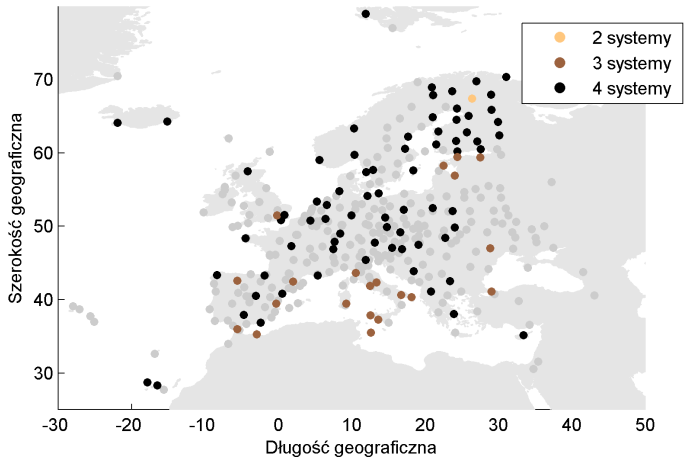
W ramach realizacji projektu ARTEMIS (z ang. *Advanced methodology development for Real-Time Multi-constellation (BDS, Galileo and GPS) Ionosphere Services* – Rozwój zaawansowanej metodologii dla wielosystemowych (GPS, Galileo i BeiDou) serwisów jonosferycznych czasu rzeczywistego) współfinansowanego w latach 2019-2023 przez Narodowe Centrum Barań i Rozwoju (NCBR) oraz Ministerstwo Nauki i Technologii (MOST) Chińskiej Republiki Ludowej, przy dominującym udziale autora niniejszej rozprawy opracowane zostały m.in. europejskie regionalne mapy ROTI czasu rzeczywistego[1].

Europejskie mapy ROTI czasu rzeczywistego (RT-ROTI – z ang. *Real-TIme ROTI*). opracowywane są na podstawie obserwacji multi-GNSS dostarczanych za pośrednictwem strumieni danych przesyłanych w czasie rzeczywistym przez odbiorniki na stacjach permanentnych należących do sieci EPN. W przypadku EPN, dostęp do strumieni czasu rzeczywistego zapewnia 221 stacji. Dostęp gwarantowany jest przez tzw. dostawców (z ang. *broadcasters*), którzy zapewniają dostęp do strumieni wiadomości RTCM (z ang. *Radio Technical Commission for Maritime*). RTCM jest podobnie jak RINES formatem przesyłu obserwacji GNSS. Jest to standardowy format do obsługi danych czasu rzeczywistego (Teunissen, P. Montenbruck i in., 2017) – transfer danych za pośrednictwem Internetu realizowany jest przy pomocy protokołu NTRIP (z ang. *Networked Transport of RTCM via Internet Protocol*, Weber, Dettmering i Gebhard, 2005). Dostęp do danych

[1] http://artemis.uwm.edu.pl/en

czasu rzeczywistego z sieci EPN zapewnia trzech dostawców: niemiecka Federalna Agencja Kartografii i Geodezji (BKG – z niem. *Bundesamt für Kartographie und Geodäsie*), Belgijskie Obserwatorium Królewskie (ROB – z ang. *Royal Observatory of Belgium*) oraz Włoska Agencja Kosmiczna (ASI – z wł. *Agenzia Spaziale Italiana*). Ze względów technicznych dostęp do strumieni czasu rzeczywistego ze stacji IGS oraz EPN jest ograniczony do pięciu jednocześnie, Niemniej jednak z uwagi na aktywny udział członków zespołu UWM w grupach roboczych IGS: jonosferycznej oraz czasu rzeczywistego, BKG przyznał dla celów regionalnego monitorowania jonosfery jednoczesny dostęp do 100 strumieni.

Zaprezentowane na rys. 3.10 europejskie mapy ROTI oparte są o obserwacje z 230-330 stacji (zależnie od systemu). Jak opisano powyżej takie rozwiązanie zapewnia satysfakcjonujące pokrycie mapy i uwidocznienie struktur istotnych z punktu widzenia monitorowania jonosfery. Ograniczenie liczby opracowywanych stacji do 100 wymaga odpowiedniej ich selekcji. Stacje dobrane zostały pod kątem dwóch kryteriów: równomiernego pokrycia w zakresie szerokości i długości geograficznej oraz dostępności obserwacji z jak największej liczby GNSS.

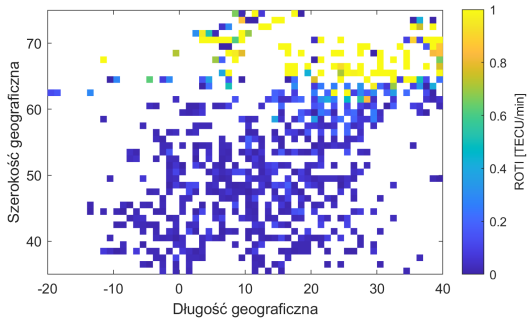


Rysunek 3.12: Mapa przedstawiająca rozlokowanie 100 wybranych stacji, stanowiących podstawę europejskiego regionalnego produktu RT-ROTI na tle wszystkich stacji EPN

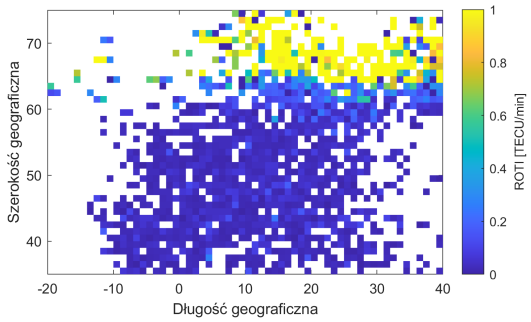
Mapa na rys. 3.12 przedstawia wyselekcjonowane 100 stacji na tle wszystkich stacji EPN (szare kropki) oraz informacje o liczbie dostępnych systemów. Zdecydowana więk-

szość, bo aż 77 stacji zapewnia wsparcie wszystkich 4 konstelacji, 22 kolejne obsługują 3 systemy. Jedna stacja dostarcza wyłącznie obserwacji GPS+GLONASS, jednak wybrana została ze względu na swoje położenie – liczba stacji zlokalizowanych na wysokich szerokościach i dostarczających dane w czasie rzeczywistym jest mocno ograniczona.

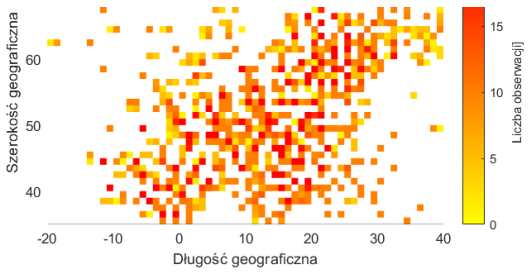
Rys. 3.13 przedstawia produkty czasu rzeczywistego dla tej samej epoki, co wyniki przedstawione na rys. 3.10. Dla porównania przedstawiono produkt oparty wyłącznie o obserwacje GPS oraz produkt multikonstelacyjny. W przypadku produktu RT-ROTI GPS wyraźnie widoczny jest problem opisany powyżej – pewne sygnatury zorzowych nieregularności jonosferycznych są widoczne, jednak znów dopiero opracowanie multikonstelacyjne pozwala na właściwe monitorowanie zachowania owalu zorzowego.



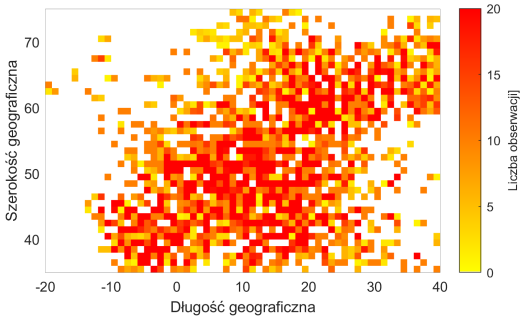
(a) ROTI GPS



(b) ROTI GPS+GLONASS+Galileo+BeiDou



(c) Liczba obserwacji ROT GPS



(d) Liczba obserwacji ROT multi-GNSS

Rysunek 3.13: Porównanie map ROTI i liczby obserwacji produktów czasu rzeczywistego w opracowaniu GPS i multi-GNSS

Rys. 3.13c oraz 3.13d podobnie jak rys. 3.8 przedstawiają liczbę obserwacji, w oparciu o które sporządzone zostały mapy RT-ROTI. Co warte odnotowania, na pojedynczą mapę multikonstelacyjną czasu rzeczywistego (rys. 3.13b) składa się nieznacznie mniej

obserwacji niż na standardową mapę ROTI sporządzoną w oparciu o ponad 300 stacji, lecz ograniczoną do systemu system GPS (rys. 3.10a) – ok. 19 000 w przypadku RT-ROTI w stosunku do 20 000 przy ROTI GPS. Jednak mimo mniejszej liczby obserwacji, podejście multikonstelacyjne zapewnia lepszą ich dystrybucję – charakterystyki owalu zorzowego są dużo wyraźniejsze na mapie sporządzonej przy użyciu mniejszej liczby stacji, ale wszystkich dostępnych GNSS (rys. 3.13b).

Rozdział 4

Długookresowa analiza nieregularności jonosferycznych opisanych przez ROTI

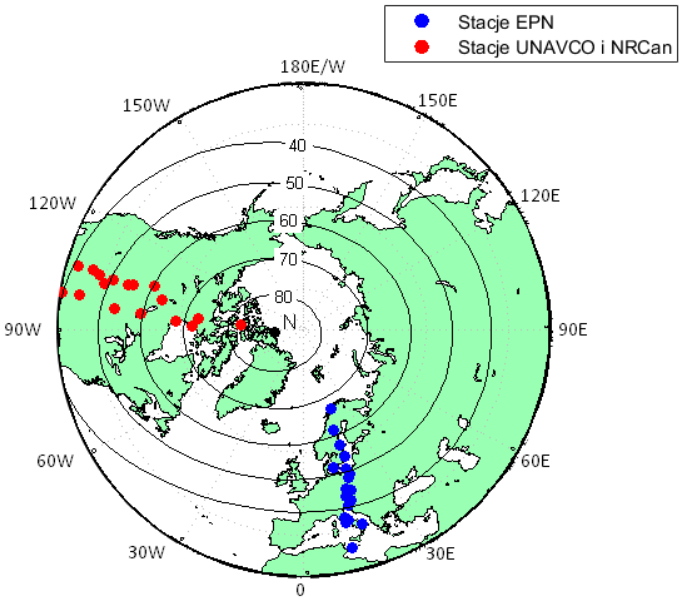
Dla sprawdzenia i oceny rzetelności i przydatności ROTI do badań owalu zorzowego przeprowadzone zostały przez autora długookresowe analizy klimatologiczne. Nieregularności jonosferyczne występujące w obrębie zorzowym podlegają okresowym nasileniom i osłabieniom wraz z aktywnością magnetyczną w tym obszarze. Zmienność intensywności nieregularności obejmuje okresy dobowe, sezonowe oraz związane z poziomem aktywności słonecznej. Okresowość zmian dodatkowo zakłócają burze magnetyczne.

Przedstawione poniżej wyniki ukazują dynamikę zmian nieregularności jonosferycznych na podstawie opisanego w poprzednim rozdziale, opracowanego w ramach przygotowania niniejszej rozprawy regionalnego produktu europejskiego ROTI. Jako że ocena klimatologiczna ma na celu opisanie czasowej zmienności, do jej analizy wybrano jeden południk $-15°E$. Na jego podstawie sporządzono dwuwymiarowe szeregi czasowe ROTI (oś x wykresów opisuje czas lokalny, oś y szerokość magnetyczną, zaś wartości ROTI charakteryzowane są przez skalę kolorów). Zmienność równoleżnikową wyrażono w szerokościach magnetycznych.

Do oceny klimatologicznej ROTI przeprowadzone zostały anlizy obejmujące trzy pełne lata: 2013, 2015, 2017, wchodzące w skład ostatniego pełnego cyklu słonecznego (24). Maksimum 24 cyklu przypadło na kwiecień 2014. Rok 2013 obejmuje więc fazę wzrostową aktywności słonecznej, rok 2015 spadek po szczycie aktywności, zaś 2017 stanowi dobre odniesienie dla niskiej aktywności.

Jako uzupełnienie analizy opartej na regionie europejskim włączono również sektor

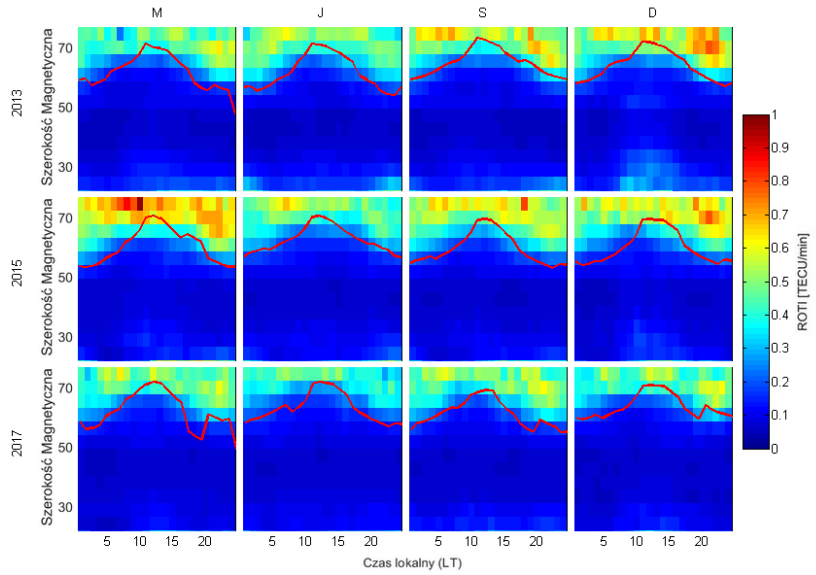
obejmujący Amerykę Północną (południk 100°W). Rys. 4.1 przedstawia wybrane do analizy stacje należące do sieci EPN w przypadku sektora europejskiego oraz do sieci UNAVCO oraz NRCan (*Natural Resources of Canada*) w przypadku sektora północnoamerykańskiego.



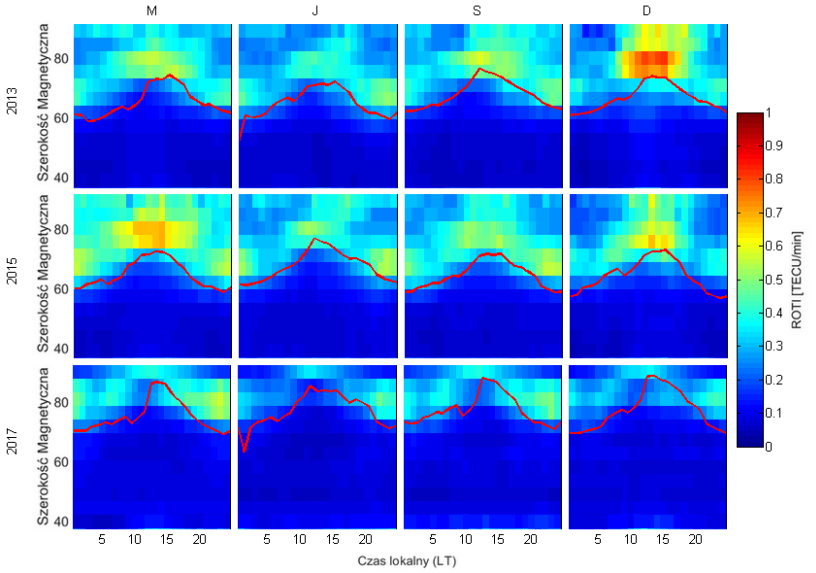
Rysunek 4.1: Rozmieszczenie stacji EPN oraz UNAVCO/NRCan wykorzystanych do oceny klimatologicznej ROTI w odniesieniu do szerokości magnetycznych

Rys. 4.1 przedstawia również przebieg równoleżników magnetycznych – biegun magnetyczny na półkuli północnej jest „przesunięty" w kierunku sektora północnoamerykańskiego. Przy dodatkowym korzystnym rozmieszczeniu stacji kanadyjskich pozwala to zwiększyć równoleżnikowy zasięg analiz aż do bieguna magnetycznego.

Rys. 4.2 obrazuje zmienność dobową nieregularności jonosferycznych na średnich i wysokich szerokościach magnetycznych w zależności od sezonu i roku. Wartości średnie zostały wyznaczone dla poszczególnych godzin (0-24) czasu lokalnego na podstawie szeregów sezonowych. Każdy sezon obejmuje trzy miesiące z punktami centralnymi przyjętymi odpowiednio jako 21 marca (M), 22 czerwca (J), 23 września (S) oraz 21 grudnia (D).



(a) Dobowa zmienność ROTI w sektorze europejskim



(b) Dobowa zmienność ROTI w sektorze północnoamerykańskim

Rysunek 4.2: Dobowa zmienność nieregularności okołozorzowych w różnych sezonach i różnych okresach cyklu aktywności słonecznej (Kotulak i in., 2020)

Na każdy wykres zmienności dobowej nałożona jest również południowa granica owalu zorzowego (czerwona linia) z modelu IRI. Zasięg owalu zorzowego w IRI otrzymywany jest z modelu Zhanga i Paxtona (Zhang i Paxton, 2008; Zhang i in., 2010)

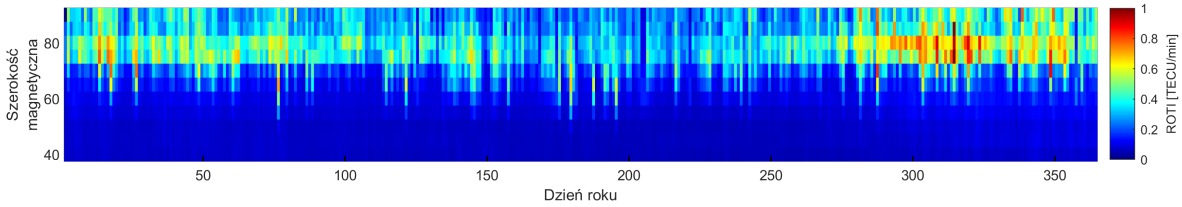
– empirycznego modelu zorzowego opartego na obserwacjach prowadzonych przez misję satelitarną TIMED (z ang. *Thermosphere • Ionosphere • Mesosphere • Energetics and Dynamics*) przy pomocy sensora promieniowana ultrafioletowego GUVI (z ang. *Global Ultraviolet Imager*). TIMED/GUVI dostarcza informacji o strumieniu i energii wysypujących się do jonosfery elektronów oraz gęstości elektronów w jonosferze – na podstawie tych obserwacji ustalany jest m.in. zasięg owalu zorzowego (tzw. granica od strony równika, EB – z ang. *equatorial boundary*).

Zasięg występowania nieregularności jonosferycznych w różnych porach dnia pokrywa się z granicą owalu zorzowego otrzymaną z modelu IRI. Zgodność ta zauważalna jest również przy wzięciu pod uwagę zmienności sezonowej i wieloletniej związanej z aktywnością Słońca.

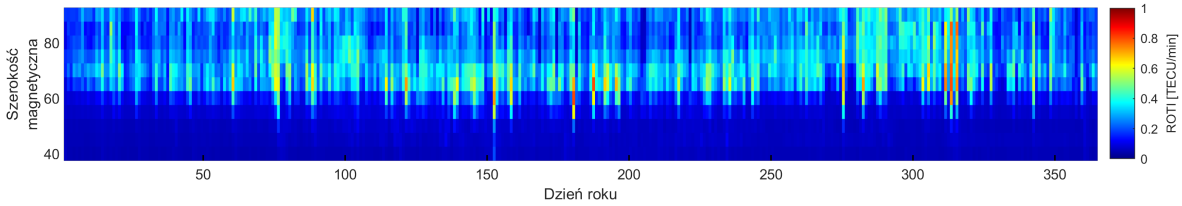
Dobowa zamienność na rys. 4.2 ujawnia również sygnatury odpowiadające wzorcowi zorzowej konwekcji plazmy w jonosferze na wysokich szerokościach magnetycznych (rys. 1.4) i wyraźnie widoczne w polarnych mapach IGS ROTI (jak np. na rys. 2.5). Strefa występowania nieregularności jonosferycznych rozciąga się ku niższym szerokościom magnetycznym po stronie nocnej, co odpowiada typowej asymetrii owalu zorzowego (Akasofu i Kan, 1980; Zhang i in., 2010). Zestawienie w sektorze północnoamerykańskim, dzięki większemu zasięgowi w kierunku bieguna ujawnia również zauważalny spadek intensywności nieregularności w bezpośrednim sąsiedztwie bieguna.

Widoczny jest również pewien trend sezonowy – nasilenie nieregularności w półroczu zimowym. Na zmienność sezonową nakłada się jednak również długookresowa zmienność związana z aktywnością słoneczną. Najsilniejsze nieregularności występują w okresach grudniowym 2013 oraz marcowym 2015, czyli w okresach „sąsiadujących" z maksimum aktywności słonecznej przypadającym w 2014.

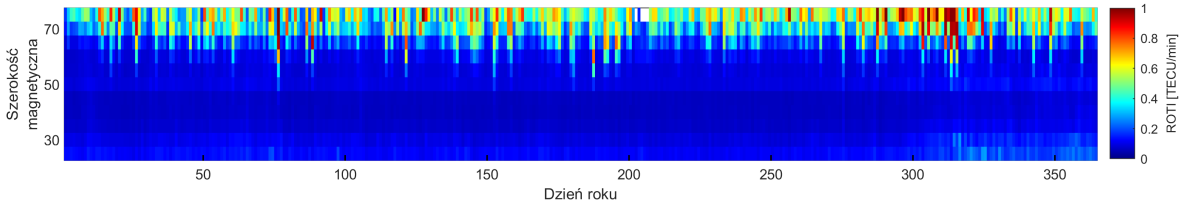
Wartości zaprezentowane na rys. 4.2 są średnimi sezonowymi – obserwacje ROTI zostały uśrednione w okresach trzymiesięcznych. Takie podejście pozwala na określenie charakterystyk długookresowych, „wygładza" jednak efekty pewnych zjawisk, np. burz magnetycznych. Na rys. 4.3, 4.4 oraz 4.5 przedstawione są średniodobowe wartości ROTI w sektorze europejskim i północnoamerykańskim. Ze względu na istotną dziennonocną asymetrię, wartości ROTI podzielone zostały (według czasu lokalnego w danym sektorze) na średnie wartości dzienne i nocne. Wykresy zostały uzupełnione również o indeksy aktywności geomagnetycznej (K_p) oraz słonecznej ($F_{10.7}$).



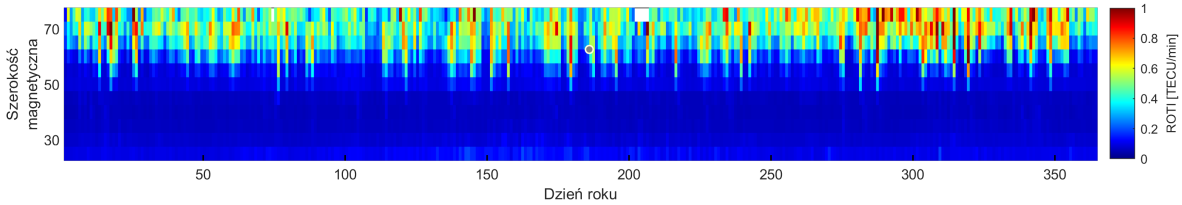
(a) Dwuwymiarowy szereg czasowy ROTI wzdłuż południka 110°W w ciągu lokalnego dnia



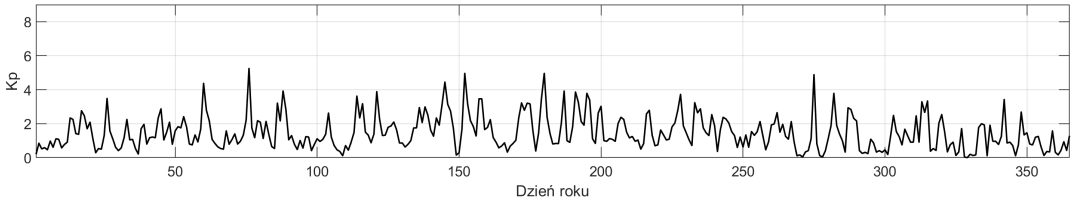
(b) Dwuwymiarowy szereg czasowy ROTI wzdłuż południka 110°W w ciągu lokalnej nocy



(c) Dwuwymiarowy szereg czasowy ROTI wzdłuż południka 15°E w ciągu lokalnego dnia



(d) Dwuwymiarowy szereg czasowy ROTI wzdłuż południka 15°E w ciągu lokalnej nocy

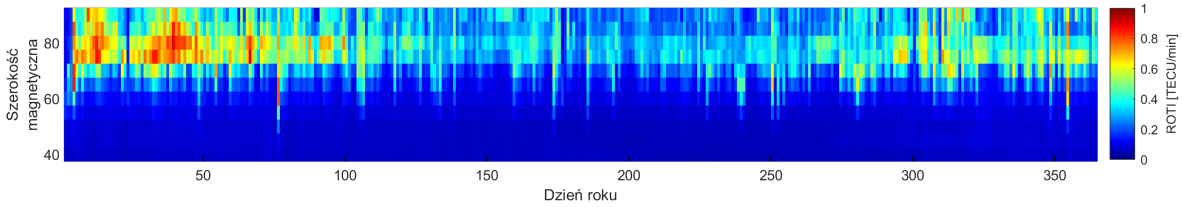


(e) Szereg czasowy indeksu K_p

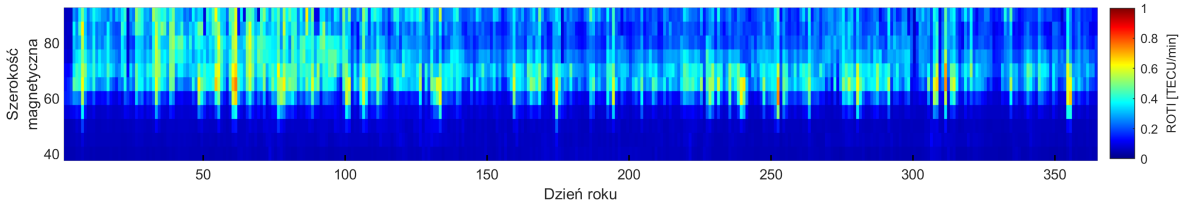


(f) Szereg czasowy indeksu $F_{10.7}$

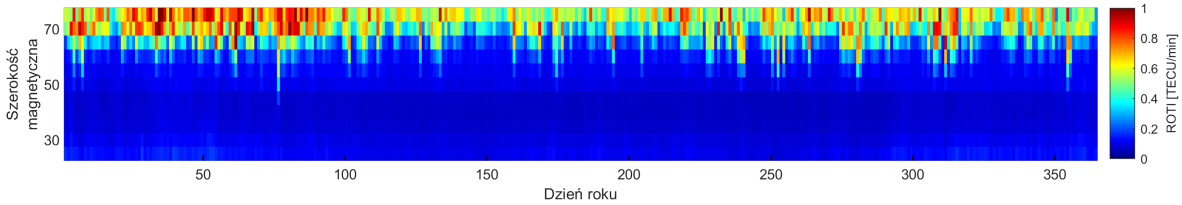
Rysunek 4.3: Klimatologia ROTI w 2013 wraz z indeksami Kp i $F_{10.7}$



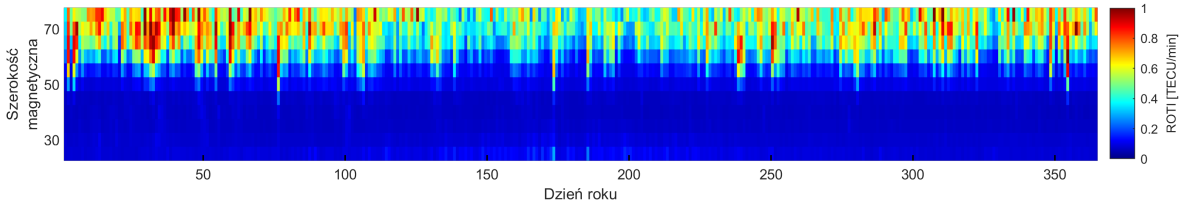
(a) Dwuwymiarowy szereg czasowy ROTI wzdłuż południka 110°W w ciągu lokalnego dnia



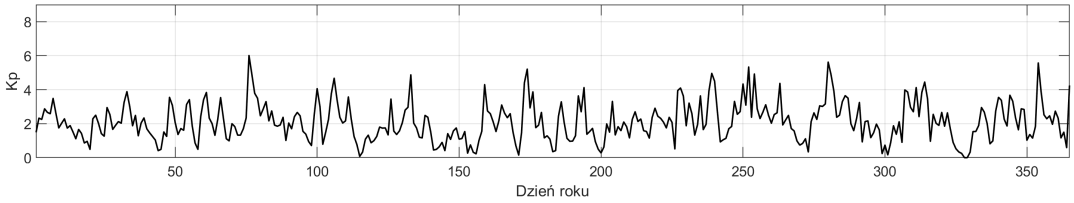
(b) Dwuwymiarowy szereg czasowy ROTI wzdłuż południka 110°W w ciągu lokalnej nocy



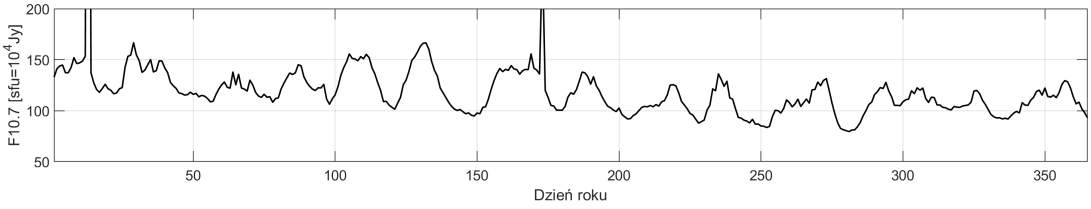
(c) Dwuwymiarowy szereg czasowy ROTI wzdłuż południka 15°E w ciągu lokalnego dnia



(d) Dwuwymiarowy szereg czasowy ROTI wzdłuż południka 15°E w ciągu lokalnej nocy

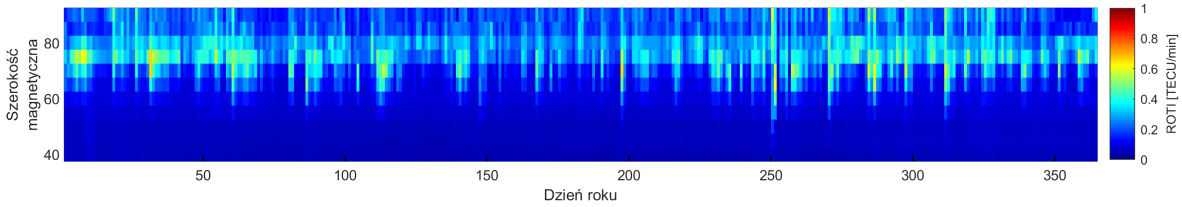


(e) Szereg czasowy indeksu K_p

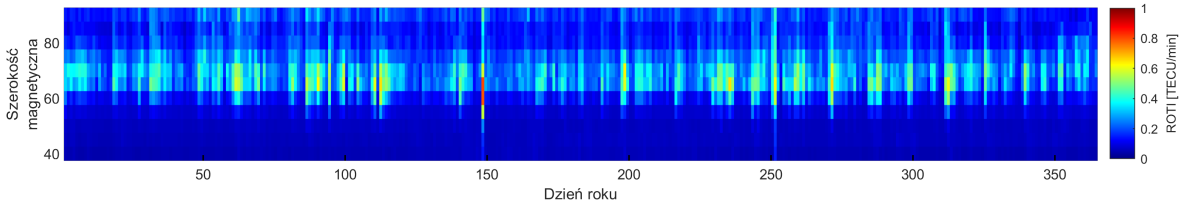


(f) Szereg czasowy indeksu $F_{10.7}$

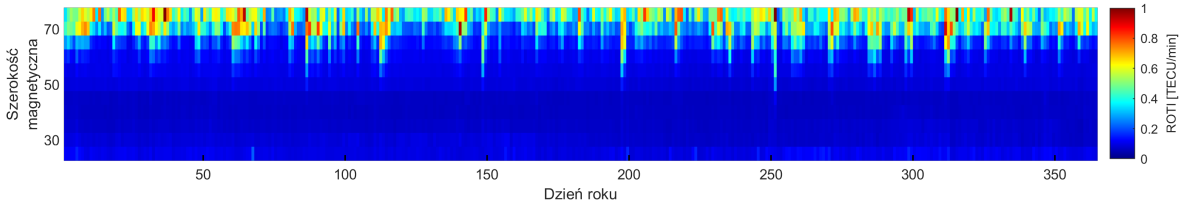
Rysunek 4.4: Klimatologia ROTI w 2015 wraz z indeksami Kp i $F_{10.7}$



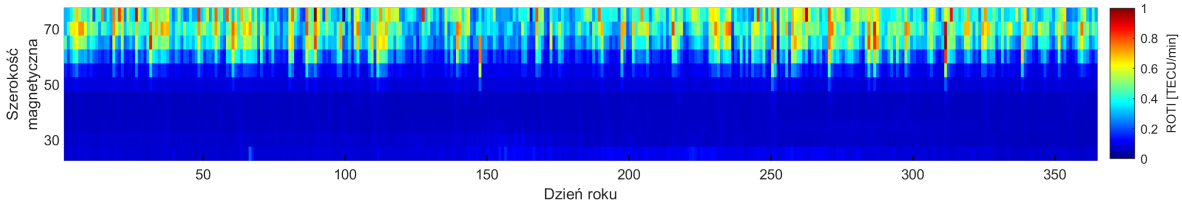
(a) Dwuwymiarowy szereg czasowy ROTI wzdłuż południka 110°W w ciągu lokalnego dnia



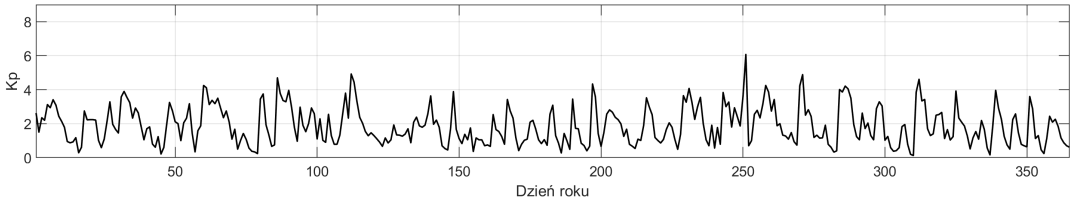
(b) Dwuwymiarowy szereg czasowy ROTI wzdłuż południka 110°W w ciągu lokalnej nocy



(c) Dwuwymiarowy szereg czasowy ROTI wzdłuż południka 15°E w ciągu lokalnego dnia



(d) Dwuwymiarowy szereg czasowy ROTI wzdłuż południka 15°E w ciągu lokalnej nocy



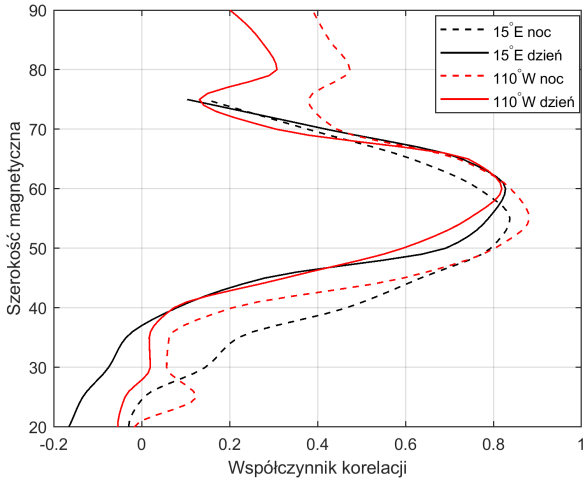
(e) Szereg czasowy indeksu K_p



(f) Szereg czasowy indeksu $F_{10.7}$

Rysunek 4.5: Klimatologia ROTI w 2017 wraz z indeksami Kp i $F_{10.7}$

W dziennych i nocnych szeregach ROTI widać również opisaną powyżej dobową i sezonową zmienność intensywności nieregularności. Zauważalne są typowe cechy strefy nieregularności zorzowych – struktura asymetrycznego „pasa" otaczającego biegun magnetyczny. Średniodobowe wartości ROTI (rys. 4.3, 4.4 i 4.5) wykazują jednak mniej równomierną strukturę niż średnie sezonowe. Czasowe nasilenia zarówno w intensywności jak i zasięgu nieregularności odpowiadają wzrostom w wartości K_p (rys. 4.3e, 4.4e, 4.5e), spowodowane są podwyższoną aktywnością magnetyczną. Rys. 4.6 przedstawia zależność ROTI obserwowanego na poszczególnych szerokościach magnetycznych od indeksu zorzowej aktywności geomagnetycznej K_p w sektorze europejskim (południk 15°E) i północnoamerykańskim (południk 110°W) z uwzględnieniem czasu lokalnego.



Rysunek 4.6: Wykres współczynnika korelacji pomiędzy wartościami ROTI i indeksu K_p w zależności od szerokości magnetycznej.

Przede wszystkim warto odnotować, że zarówno dzienne jak i nocne średnie szeregi ROTI przejawiają podobną wrażliwość na zorzową aktywność geomagnetyczną tak w sektorze europejskim jak i północnoamerykańskim. O ile w przypadku pojedynczych burz można spodziewać się pewnej zależności południkowej związanej z porą wystąpienia zjawiska, to przy długookresowej analizie klimatologii podobne zależności zostają uśrednione. Należy zatem spodziewać się zbliżonej korelacji między ROTI i K_p na wszystkich południkach (z uwzględnieniem czasu lokalnego).

Statystycznie największa wrażliwość ROTI na aktywność opisaną indeksem K_p występuje pomiędzy szerokościami 50 a 70°N w ciągu dnia. W ciągu nocy zasięg wpływu

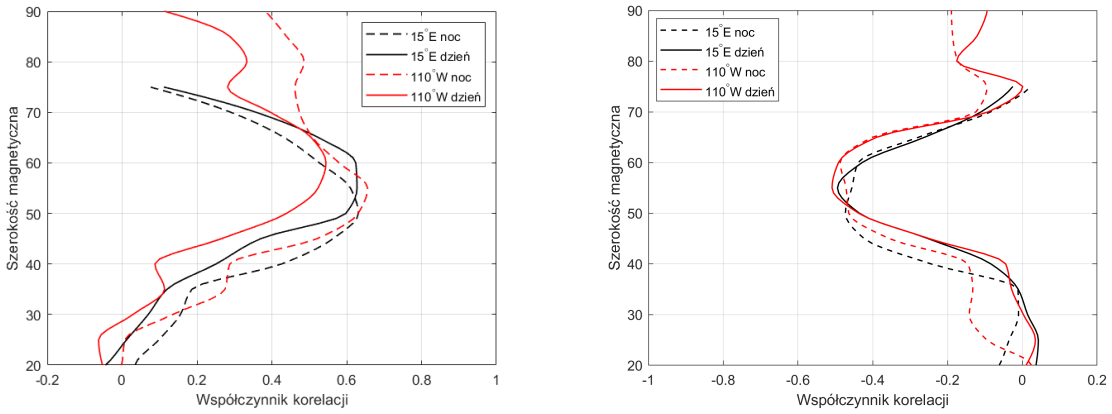
czynników geomagnetycznych na ROTI rozciąga się dalej ku niższym szerokościom, do ok. 47°N. We wcześniejszych badaniach (Kotulak i in., 2020) przedstawiono również podobną analizę korelacji dla indeksu AE. Uzyskane wyniki są bardzo podobne zarówno w poziomie korelacji, jak i równoleżnikowym zakresie korelacji w dziennych i nocnych wartościach ROTI. Zbieżne rezultaty daje również porównanie ROTI z indeksem Dst. Oznacza to, że ekspansja okołozorzowych nieregularności jonosferycznych ku niższym szerokościom magnetycznym związana jest z globalnymi zaburzeniami pola magnetycznego.

Należy pamiętać, że w czasie wyjątkowo silnych zjawisk owal zorzowy sięga nawet szerokości ok. 40°N (Hayakawa i in., 2021). W analizie klimatologicznej znaczenie ma również częstotliwość występowania burz o określonej intensywności i odpowiadających im zaburzeń owalu zorzowego. Częstotliwość burz spada wraz z ich intensywnością (Abe i in., 2023). W ciągu typowego 11-letniego cyklu słonecznego dochodzi średnio do ok. 1000 słabych burz (*weak*, o Dst poniżej -50 nT), kilkuset umiarkowanych (*moderate*, o Dst między -50 i -100 nT), kilkudziesięciu silnych (*strong*, o Dst do -250 nt) oraz maksymalnie kilkunastu dotkliwych (*severe*, o Dst do -350 nT). Występowanie najsilniejszych, ekstremalnych burz geomagnetycznych jest do tego stopnia sporadyczne, że często traktowane są jako statystycznie nieistotne (Cid i in., 2014) – dochodzi bowiem maksymalnie do kilku podobnych zjawisk w ciągu jednego pełnego cyklu słonecznego, przy czym zdarzają się cykle bez żadnej burzy o takiej skali.

Rys. 4.3f, 4.4f, 4.5f przedstawiają szeregi indeksu $F_{10.7}$, czyli miarę ogólnej aktywności słonecznej w latach 2013, 2015 i 2017. Inaczej niż w przypadku aktywności geomagnetycznej, nie jest zauważalna bezpośrednia korelacja pomiędzy szeregami ROTI i $F_{10.7}$. Współczynniki korelacji w bezpośrednim zestawieniu osiągają wartości poniżej 0.3. Istotna korelacja na poziomie 0.5–0.8 występuje za to w przypadku porównania średnich sezonowych wartości ROTI i $F_{10.7}$. Potwierdza to długoterminową zależność intensywności nieregularności od aktywności słonecznej. Jednocześnie sama podwyższona aktywność Słońca nie przekłada się wprost na wzmożoną aktywność zorzową, pociąga jednak za sobą dalsze procesy fizyczne, które w efekcie generują zaburzenia w jonosferycznej plazmie na wysokich szerokościach magnetycznych.

Jak wspomniano w poprzednich rozdziałach, na zjawiska zachodzące w okołopolarnej jonosferze istotny wpływ ma wiatr słoneczny i niesione przez niego pole magnetyczne. Na rys. 4.7 przedstawiono korelację na różnych szerokościach pomiędzy ROTI a para-

metrami międzyplanetarnego pola magnetycznego. Pod uwagę została wzięta zarówno intensywność pola (IMF), jak i wartość jego składowej wzdłuż osi północ–południe (B_z).



(a) IMF (b) B_z

Rysunek 4.7: Wykresy współczynnika korelacji pomiędzy ROTI i odpowiednio: (a) intensywnością międzyplanetarnego pola magnetycznego (IMF) i (b) orientacją pola magnetycznego wzdłuż osi północ–południe (B_z) w zależności od szerokości magnetycznej.

Chociaż rozkład korelacji na wykresach 4.7a i 4.7b wykazuje zbliżoną tendencję równoleżnikową, jak w przypadku porównania z indeksem K_p, to już poziom korelacji jest zauważalnie niższy. Na rys. 4.7b można również zauważyć, że korelacja ma wartość ujemną. Składowa B_z pola magnetycznego opisana jest w ten sposób, że wartości dodatnie odpowiadają polu zorientowanemu na północ, zaś ujemne – orientacji południowej. Jak wspomniano we wcześniejszych rozdziałach, dla zaburzeń i burz magnetycznych typowa jest właśnie południowa orientacja IMF.

Rozdział 5

Analiza zachowania jonosferycznych nieregularności w czasie burz geomagnetycznych

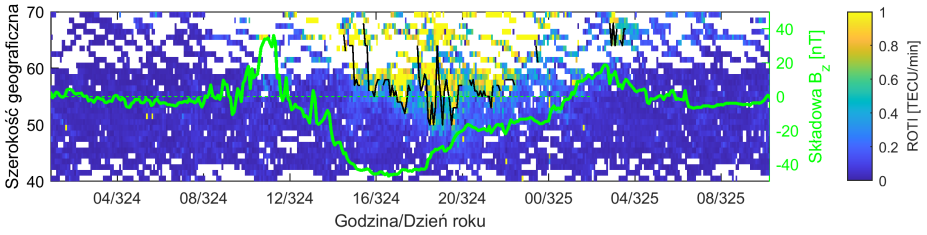
Autorska analiza klimatologii okołozorzowych nieregularności jonosferycznych opisywanych przez ROTI wykazała znaczną ich zależność od aktywności geomagnetycznej. W niniejszym rozdziale przedstawiono bardziej szczegółową analizę dynamiki czasowo–przestrzennej okołozorzowych nieregularności jonosferycznych opisanych przez ROTI w kontekście zaburzonych warunków magnetycznych. W ostatnim, 24 cyklu słonecznym zaobserwowano bardzo niewiele znaczących burz magnetycznych. Nie zarejestrowano żadnego zdarzenia o intensywności ekstremalnej (o $Dst < -350nT$). Najsilniejszym zjawiskiem była dotkliwa burza zanotowana w dniu Świętego Patryka (17 marca) 2015. Przypadek ten był opisywany w ostatnich latach przez szereg autorów.

We wcześniejszych badaniach (Kotulak i in., 2021) zaprezentowano zbiorcze wyniki analiz 57 zdarzeń wyselekcjonowanych z całego 24 cyklu słonecznego o intensywności przynajmniej umiarkowanej. W niniejszym rozdziale dla zilustrowania zachowania ROTI w czasie okresów zaburzonych zamieszczone zostały wyniki obejmujące dwie burze z cyklu 24. Pierwszą z nich jest wspomniana burza z dnia Świętego Patryka 2015, drugą zaś umiarkowana burza z 8 września 2017. Dla odpowiedniego zilustrowania wyniki uzupełniono również o ekstremalną burzę z 20 listopada 2003 (o Dst na poziomie niemal -500 nT) oraz najbardziej aktualny przypadek – silną burzę z 24 kwietnia 2023.

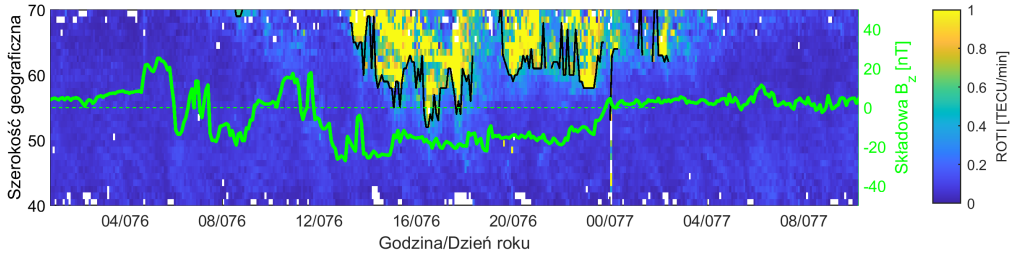
5.1 Wpływ międzyplanetarnego pola magnetycznego na ROTI

W poprzednim rozdziale, na rys. 4.7 zaprezentowano klimatologiczną zależność pomiędzy parametrami wiatru słonecznego (całkowitą intensywnością IMF oraz jego składową B_z). W przypadku poszczególnych burz, poziom korelacji na poszczególnych szerokościach kształtuje się podobnie. Wiąże się to z faktem, iż parametry wiatru słonecznego rejestrowane są przez sondy ACE i Wind umieszczone w punkcie libracyjnym L1, zlokalizowanym ok. 1,5 mln kilometrów od Ziemi. Inaczej niż w przypadku obserwacji bezpośrednich zaburzeń magnetosfery jak w przypadku indeksów aktywności geomagnetycznej, sondy obserwują parametry wiatru słonecznego, który to dopiero powoduje wspomniane zaburzenia magnetosfery i w konsekwencji powstawanie nieregularności w gęstości jonosfery.

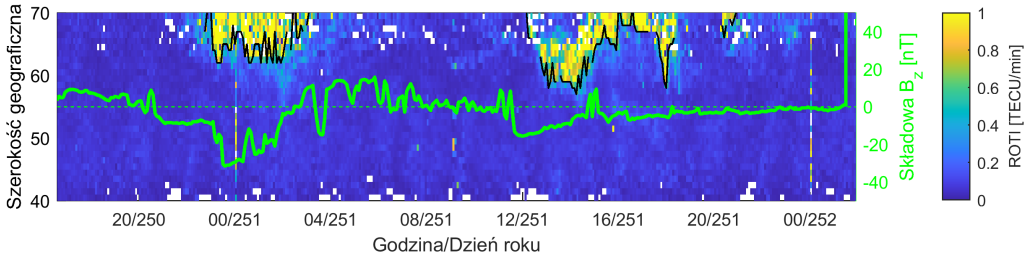
Chociaż zależność pomiędzy parametrami IMF i okołozorzowymi nieregularnościami nie jest silna (współczynnik korelacji osiąga poziom 0.5), wciąż pozostaje zauważalna. Zgodnie z tym, co opisano we wcześniejszych rozdziałach, ekspansja owalu zorzowego spowodowana zaburzeniami pola magnetycznego związana jest z południową orientacją IMF. Wraz z owym dryfem południowej granicy owalu zorzowego ku niższym szerokościom, rozszerza się również strefa występowania nieregularności jonosferycznych. Zależność tę potwierdzają wyniki zawarte na rys. 5.1. Obejmują one dwuwymiarowe szeregi ROTI na średnich szerokościach geograficznych dla południka 15°E. Podobnie jak w przypadku analiz klimatologicznych, oś x odpowiada czasowi lokalnemu, oś y szerokościom geograficznym, zaś wartości ROTI opisuje skala kolorów. W tym przypadku jednak rozdzielczość czasowa odpowiada rozdzielczości opisanych w poprzednich rozdziałach produktów lokalnych i wynosi 5 minut. Czarną linią podkreślono również granicę obszaru występowania okołozorzowych nieregularności jonosferycznych. Zielona linia zaś opisuje składową B_z IMF. Na kolejnych panelach ukazane są wyniki odpowiednio dla: ekstremalnej burzy z 20 listopada 2003, dotkliwej burzy z 17 marca 2015, umiarkowanej burzy z 8 września 2017 oraz silnej burzy z 24 kwietnia 2023.



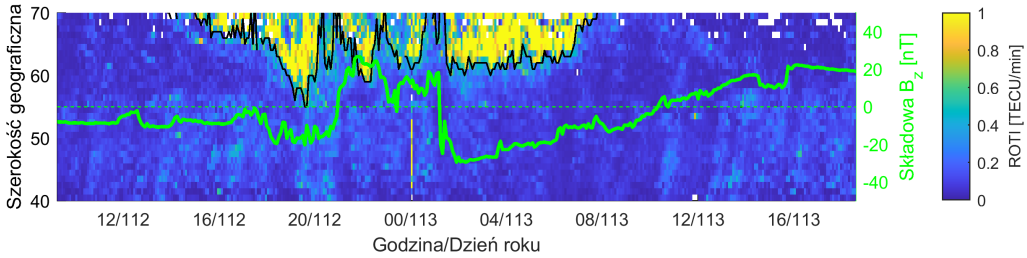
(a) Burza z 20 listopada 2003



(b) Burza z 17 marca 2015



(c) Burza z 8 września 2017



(d) Burza z 24 kwietnia 2023

Rysunek 5.1: Zestawienie zasięgu okołozorzowych nieregularności jonosferycznych z orientacją północ–południe (B_z) IMF w czasie wybranych burz geomagnetycznych.

W przypadku wszystkich czterech zaprezentowanych powyżej burz wyraźnie widać, że ekspansji nieregularności jonosferycznych w kierunku równika towarzyszy znaczne odchylenie składowej B_z IMF ku południu. Podobnie zauważalna jest tendencja „po-

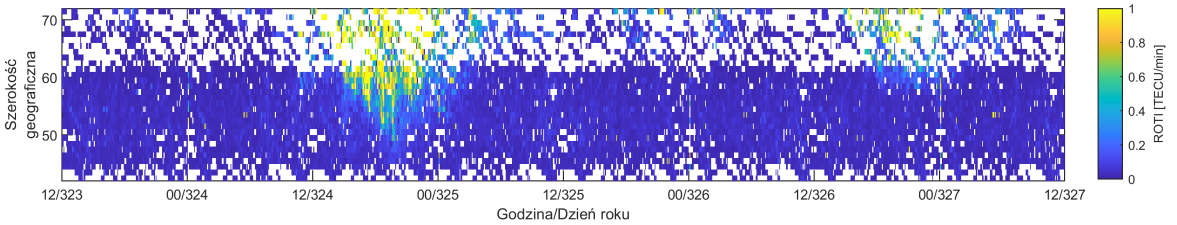
wrotna" owalu zorzowego, a więc zmniejszenie zasięgu ku niższym szerokościom w obliczu zmiany kierunku IMF na północny – szczególnie w przypadku burz z 2017 i 2023 roku (rys. 5.1c i 5.1d).

Jak wspomniano wcześniej, analizy klimatologiczne obejmują 24 cykl słoneczny, a okres ten charakteryzował się wyjątkowo niską aktywnością Słońca i stosunkowo niewielką liczbą silnych burz magnetycznych i jonosferycznych. Wybór cyklu 24 podyktowany został jednak dostępnością obserwacji – ograniczona dostępność stacji i systemów nawigacyjnych widoczna jest wyraźnie w przypadku burzy z 2003 roku. Dane obserwacyjne dla 2003 obejmują jedynie system GPS, zaś dostępnych było jedynie ok. 170 stacji sieci EPN. W rezultacie granica ekspansji nieregularności jonosferycznych widoczna jest jedynie w najsilniejszej fazie burzy.

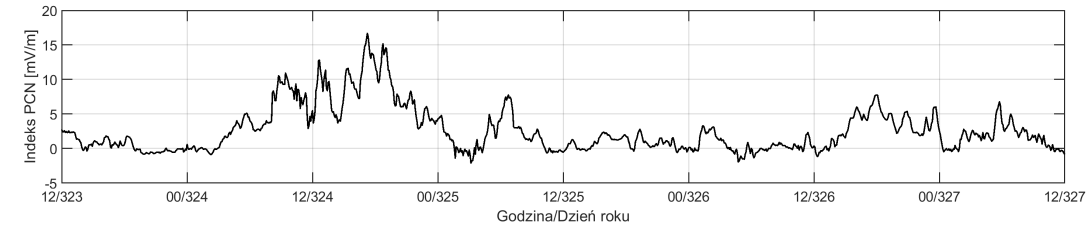
5.2 Zachowanie ROTI w kontekście miar aktywności geomagnetycznej

Składowa B_z, a zatem orientacja międzyplanetarnego pola magnetycznego jak pokazano wyżej ma wpływ na poziom i zasięg występowania okołozorzowych nieregularności jonosferycznych. Przeciętny poziom korelacji (w zakresie 0.4–0.5) pozwala jednak wnioskować, iż jest to zaledwie jeden z czynników. Wiatr słoneczny i niesione z nim pole magnetyczne oddziałują różnorako na ziemskie pole magnetyczne. Zaburzenia pola magnetycznego wiążą się z bardziej bezpośrednią odpowiedzią w powstawaniu nieregularności w jonosferze. Indeks polarny PC zgodnie ze swoją definicją jest miarą aktywności w polarnej magnetosferze, spowodowanej intensywnością IMF, jej orientacją w ramach składowej B_z oraz prędkością wiatru słonecznego (Troshichev i in., 1988). Indeks AE jako opis elektrodżetu zorzowego jest miarą aktywności magnetycznej na wysokich szerokościach. Indeks Dst i stosowany jako jego „zamiennik" $Sym - H$ są oparte o obserwacje zaburzeń pola magnetycznego w strefie okołorównikowej, stanowią więc miarę aktywności w skali globalnej.

W analizach poszczególnych burz pominięty został indeks K_p. Wyznaczany jest on z dość niską rozdzielczością czasową (w interwałach trzygodzinnych), zaś rozdzielczość prezentowanych wyników wynosi 5 minut. Rys. 5.2, 5.3 oraz 5.4 przedstawiają burzową ekspansję ROTI wraz z indeksami charakteryzującymi aktywność magnetyczną dla poszczególnych burz.



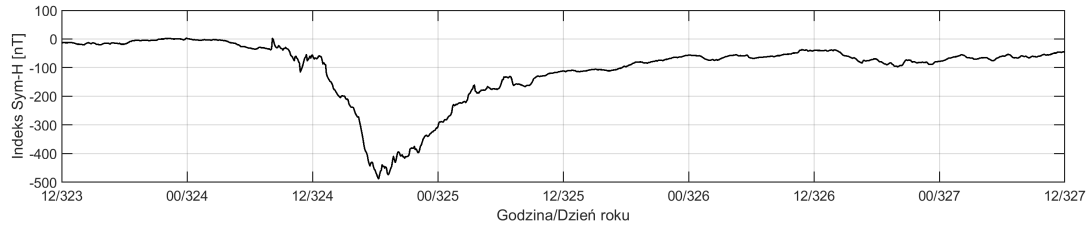
(a) ROTI



(b) Indeks PCN

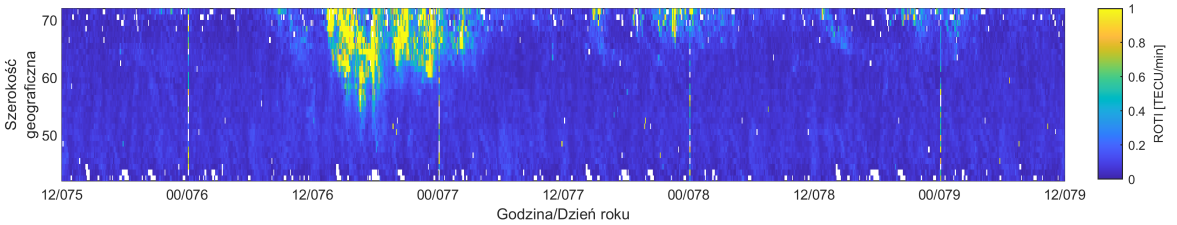


(c) Indeks AE

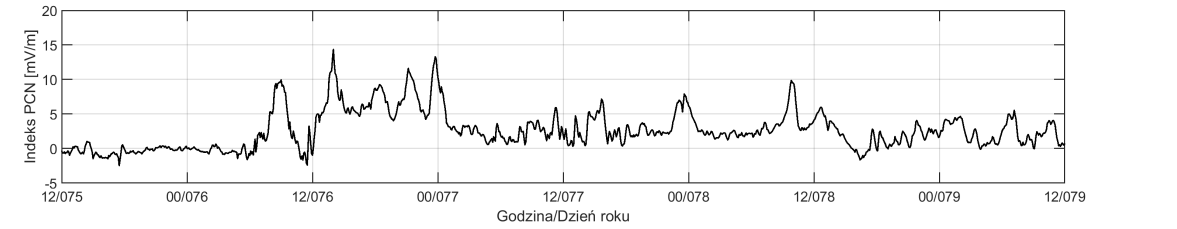


(d) Indeks $Sym - H$

Rysunek 5.2: Porównanie ekspansji okołozorzowych nieregularności jonosferycznych z indeksami aktywności geomagnetycznej w czasie ekstremalnej burzy magnetycznej 20 listopada 2003.



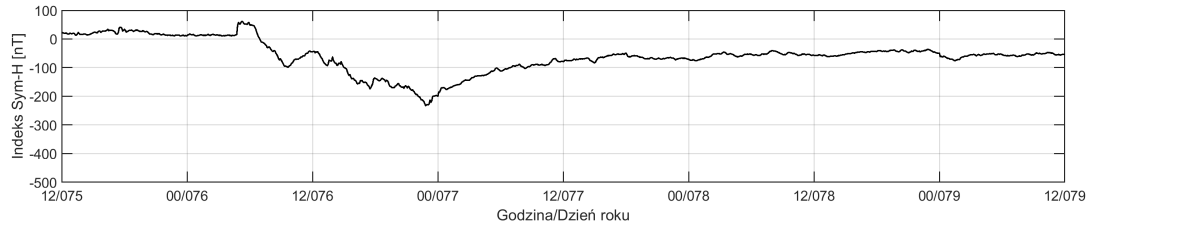
(a) ROTI



(b) Indeks PCN

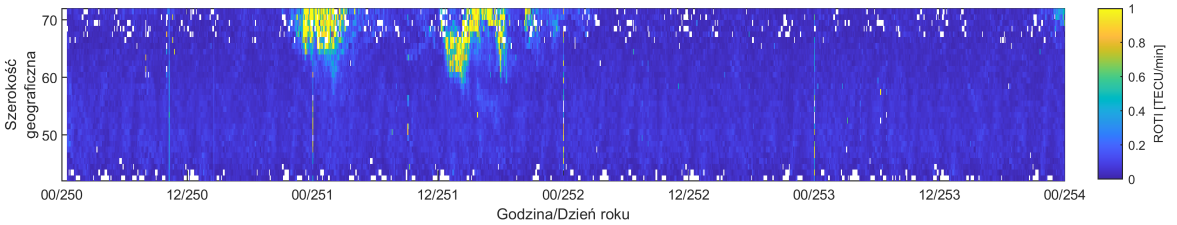


(c) Indeks AE



(d) Indeks $Sym - H$

Rysunek 5.3: Porównanie ekspansji okołozorzowych nieregularności jonosferycznych z indeksami aktywności geomagnetycznej w czasie dotkliwej burzy magnetycznej 17 marca 2015.



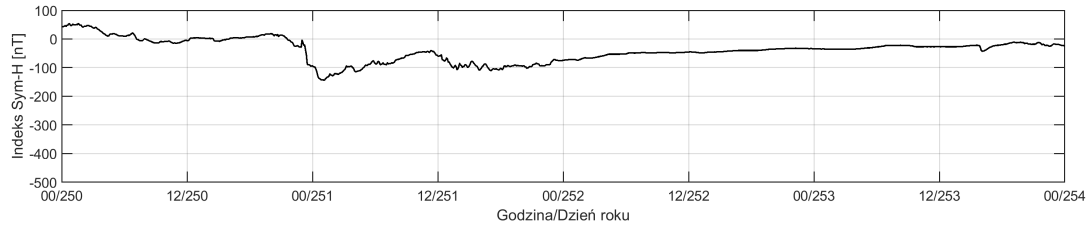
(a) ROTI



(b) Indeks PCN



(c) Indeks AE

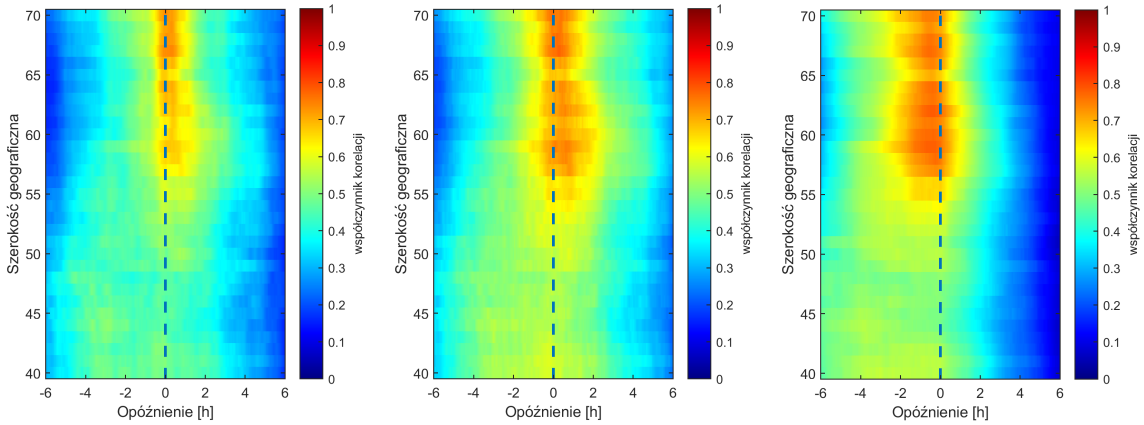


(d) Indeks $Sym - H$

Rysunek 5.4: Porównanie ekspansji okołozorzowych nieregularności jonosferycznych z indeksami aktywności geomagnetycznej w czasie umiarkowanej burzy magnetycznej 8 września 2017.

Podobnie jak w przypadku zestawienia wykresów ROTI ze składową B_z IMF, ponownie wyraźnie widoczne jest odbicie aktywności magnetycznej opisanej przez poszczególne indeksy w nasileniu wartości ROTI i ich ekspansji ku niższym szerokościom. Jak wspomniano wcześniej, w tym przypadku zależność jest bardziej bezpośrednia. Tak jak

w przypadku oceny klimatologicznej, poziom korelacji osiąga wartości 0.6–0.7. Rys. 5.5 przedstawia wyniki korelacji krzyżowej, która nie tylko pozwala ocenić poziom korelacji, ale i sprawdzić ewentualne opóźnienie w odpowiedzi ROTI na warunki magnetyczne. Skala przesunięcia czasowego obejmuje wartości od -6 do +6 godzin i charakteryzuje opóźnienie ROTI względem danego indeksu (wartości dodatnie oznaczają wzrost ROTI następujący po wzroście wartości indeksu, ujemne – odwrotnie). Rys. 5.5 obejmuje burze magnetyczne przeanalizowane w ramach wcześniejszych badań (Kotulak i in., 2021).



(a) PC (b) AE (c) $Sym - H$

Rysunek 5.5: Korelacje krzyżowe pomiędzy wartościami ROTI na poszczególnych szerokościach a indeksami aktywności geomagnetycznej (Kotulak i in., 2021).

Jak można odczytać z rys. 5.5, wzrost wartości indeksu PC pociąga za sobą niemal natychmiastową odpowiedź w domenie nieregularności jonosferycznych, chociaż zauważalne jest pewne opóźnienie na niższych szerokościach. Odpowiada ono czasowej ewolucji owalu. Podobnie wygląda porównanie ROTI z indeksem AE – na szerokościach powyżej 60°N nasilenie elektrodżetu zorzowego jest niemal równoczesne ze wzrostem ROTI, zaś ekspansja w kierunku niższych szerokości wiąże się z opóźnieniem na poziomie kilkunastu minut. Inaczej kształtuje się zależność pomiędzy ROTI a $Sym - H$. Nasilenie i ekspansja nieregularności w ramach aktywności zorzowej poprzedza o kilkadziesiąt minut odpowiedź w globalnej aktywności magnetycznej.

5.3 Porównanie map ROTI z obserwacjami *in situ* z misji Swarm

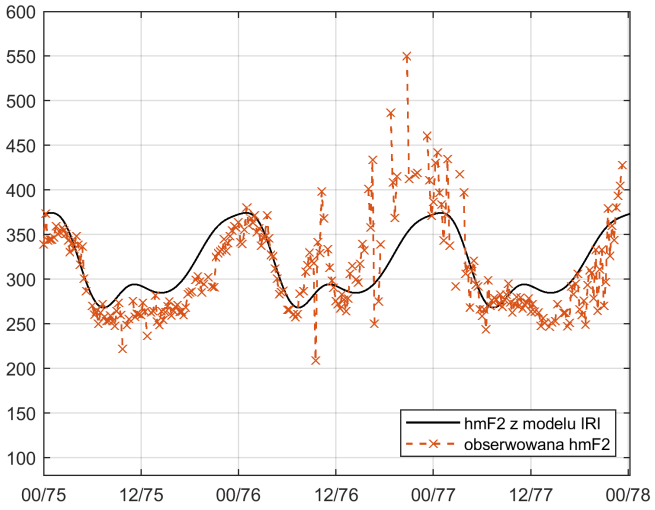
Pomiary *in situ* gęstości plazmy stanowią istotny punkt odniesienia dla produktów opartych o obserwacje naziemne zarówno jako instrument walidacyjny, jak i źródło dodatkowych informacji. Satelity misji Swarm wyposażone są w sondy Langmuira wchodzące w skład sensora EFI. Rejestrują one bezpośrednio gęstość plazmy w miejscu, w którym znajduje się satelita. Swarm A i C dostarczają zatem obserwacji na wysokości ok. 462 km, zaś Swarm B – na wysokości ok 510 km. Wysokość szczytowej gęstości elektronów ($hmF2$) na średnich szerokościach ogół wynosi ok. 250 km w dzień i do ok. 350–400 km w nocy (Altadill i in., 2013). W czasie burz geomagnetycznych $hmF2$ może osiągać jednak wartości powyżej 500 km, zaś nieregularności mogą występować nawet na wysokościach powyżej 700 km (Stuart i Titheridge, 1966). W przypadku zaburzonych warunków geomagnetycznych wszystkie trzy satelity Swarm mogą przelatywać przez obszar maksymalnej koncentracji elektronów w jonosferze. Rys. 5.6 przedstawia typowe wartości $hmF2$ na podstawie modelu IRI oraz anormalne przesunięcie ku górze w czasie burzy 17 marca 2015 obserwowane przez jonosondę w Juliusruh.

Fluktuacje w gęstości elektronów obserwowanej przez satelity Swarm mogą być scharakteryzowane podobnie jak w przypadku obserwacji GNSS. W tym celu obliczane są czasowe różnice w rejestrowanej gęstości (ROD – z ang. *Rate Of electron Density*):

$$ROD(t) = n_e(t) - n_e(t-1) \tag{5.1}$$

Na podstawie szeregów wartości ROD obliczany jest analogiczny do ROTI indeks RODI (z ang. *Rate Of electron Density Index*, Zakharenkova, Astafyeva i Cherniak, 2016):

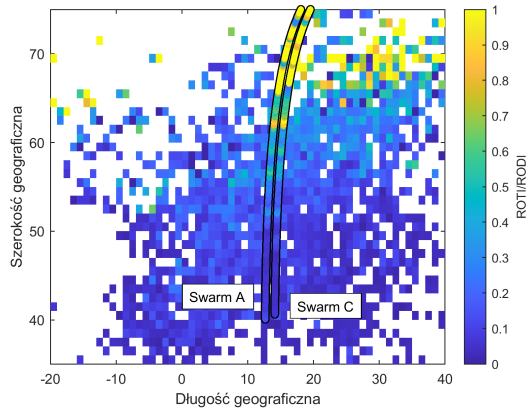
$$RODI = \sqrt{\langle ROD^2 \rangle - \langle ROD \rangle^2} \tag{5.2}$$



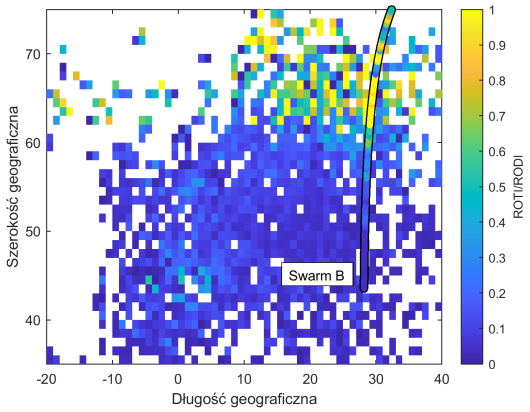
Rysunek 5.6: Porównanie typowej wysokości $hmF2$ na podstawie modelu IRI z wartościami obserwowanymi w czasie burzy 17 marca 2015 przez jonosondę w Juliusruh.

Przy obliczaniu wartości RODI jako odniesienia dla ROTI, uwzględnione muszą być również częstotliwość rejestracji danych oraz parametry orbitalne satelitów Swarm. EFI rejestrują obserwacje w interwałach półsekundowych. Pomiary gęstości plazmy są zatem dostępne z dużo większą rozdzielczością czasową niż w przypadku standardowych, 30-sekundowych obserwacji GNSS. Ponadto okres orbitalny satelity Swarm wynosi około 90 minut. Satelity Swarm krążą po orbitach okołobiegunowych, zatem dane zbierane przez EFI mogą być traktowane jako profile gęstości elektronów wzdłuż poszczególnych południków. Zakres równoleżnikowy regionalnego europejskiego produktu ROTI wynosi 40°. Przelot satelity Swarm nad całym tym obszarem trwa ok. 10 minut. Z punktu widzenia ROTI pojedynczy przebieg satelity Swarm może być zestawiony z jedną lub dwiema mapami, a zatem pojedynczy „profil" RODI opisuje raczej przestrzenny rozkład nieregularności niż ich czasową ewolucję. Wartość RODI obliczona w 15-sekundowych interwałach opisuje zmienność przestrzenną gęstości elektronów z rozdzielczością 1° w szerokości geograficznej, a zatem zgodną z rozdzielczością regionalnych, europejskich map ROTI.

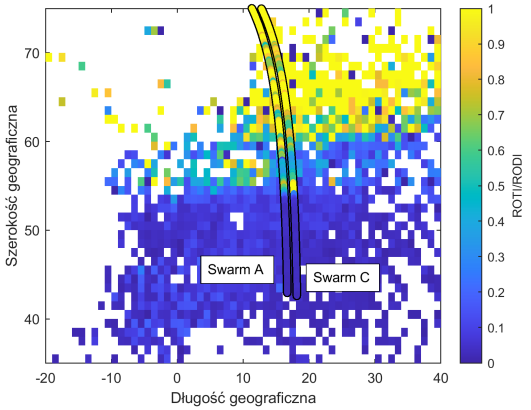
We wcześniejszych badaniach (Kotulak i in., 2021) przeprowadzono walidację map ROTI w czasie wybranych burz magnetycznych przy pomocy obserwacji zarejestrowanych przez satelitę Swarm A.



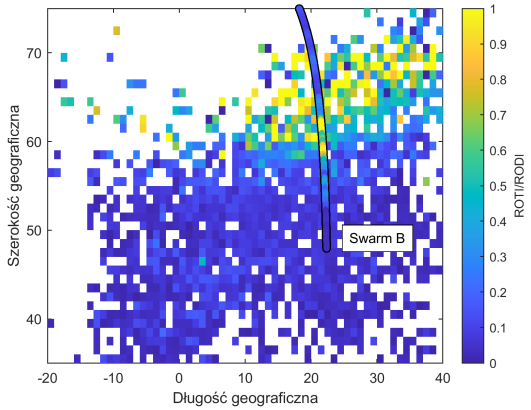
(a) Swarm A i C 17 marca 2015



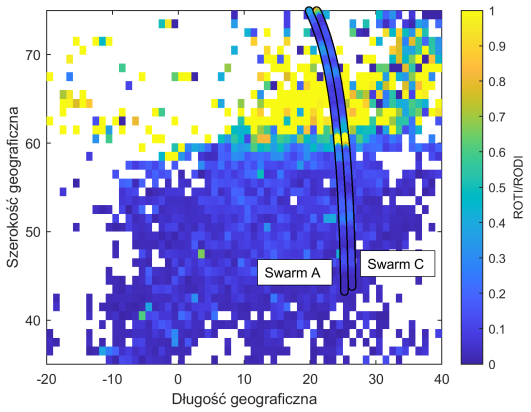
(b) Swarm B 17 marca 2015



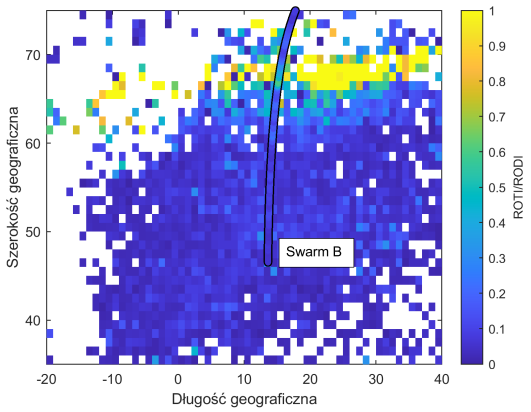
(c) Swarm A i C 6 marca 2016



(d) Swarm B 6 marca 2015



(e) Swarm A i C 24 kwietnia 2023



(f) Swarm B 24 kwietnia 2023

Rysunek 5.7: RODI na podstawie zarejestrowanych przelotów satelitów Swarm w czasie wybranych burz magnetycznych na tle map ROTI

Pewnym utrudnieniem w przypadku porównania lokalnych map ROTI z RODI obliczonymi na podstawie obserwacji Swarm jest dostępność tych drugich. Misja Swarm obejmuje wprawdzie trzy satelity o krótkim okresie orbitalnym, jednak z uwagi na ruch obrotowy Ziemi, kolejne przeloty dzieli odstęp ok. 24° w długości geograficznej. W efekcie w ciągu doby obserwowane są jedynie cztery przeloty każdego z satelitów ponad obszarem odpowiadającym europejskim mapom ROTI. W przypadku wielu burz, główna faza ekspansji nieregularności ku niższym szerokościom nie jest rejestrowana przez satelity Swarm. Pojedyncze przeloty Swarm A zarejestrowane podczas trzech burz (17 marca 2015, 6 marca 2016 i 11 września 2017) wykazały jednak istotną korelację pomiędzy RODI i ROTI – na poziomie pomiędzy 0.709 i 0.909.

Rys. 5.7 przedstawia przeloty wszystkich trzech satelitów Swarm przy jednoczesnym występowaniu znacznych wartości ROTI. Oprócz omówionych już burz z 17 marca 2015 i 6 marca 2016, rys. 5.7e i 5.7f ukazują również burzę z 24 kwietnia 2023. Wyniki dla Swarm A z dwóch pierwszych burz są zbieżne z wcześniejszymi wynikami. Obserwacje Swarm C wykazują podobne wartości i potwierdzają zbieżność wyznaczonych wartości RODI z ROTI otrzymanymi z map europejskich. W przypadku burzy z 17 marca 2015 również RODI wyznaczone na podstawie obserwacji Swarm B (rys. 5.7b) odzwierciedlają strukturę widoczną na mapie ROTI. Co warte odnotowania, wspomniane obserwacje Swarm (rys. 5.7a, 5.7b i 5.7c) potwierdzają również nierównomierną strukturę ROTI w owalu zorzowym. Występujące sporadycznie niższe wartości ROTI nie wynikają z błędów czy niedokładności opracowania, lecz oddają faktyczny stan jonosfery – znajdują bowiem potwierdzenie w obserwacjach *in situ*. Właśnie z tego względu mapy ROTI nie są interpolowane, lecz przedstawiają wartości ROTI jedynie w miejscach, gdzie dostępne są faktyczne obserwacje. W tabeli 5.1 przedstawiono wyniki korelacji pomiędzy ROTI i RODI dla wszystkich możliwych przelotów poszczególnych satelitów Swarm w ciągu doby.

Data	Swarm A	Swarm B	Swarm C
17.03.2015	0.608	0.728	0.540
6.03.2016	0.524	0.267	0.674
24.04.2023	0.180	0.219	0.124

Tabela 5.1: Współczynniki korelacji pomiędzy ROTI otrzymanym z map regionalnych i RODI obserwowanym przez poszczególne satelity Swarm w czasie trzech burz magnetycznych.

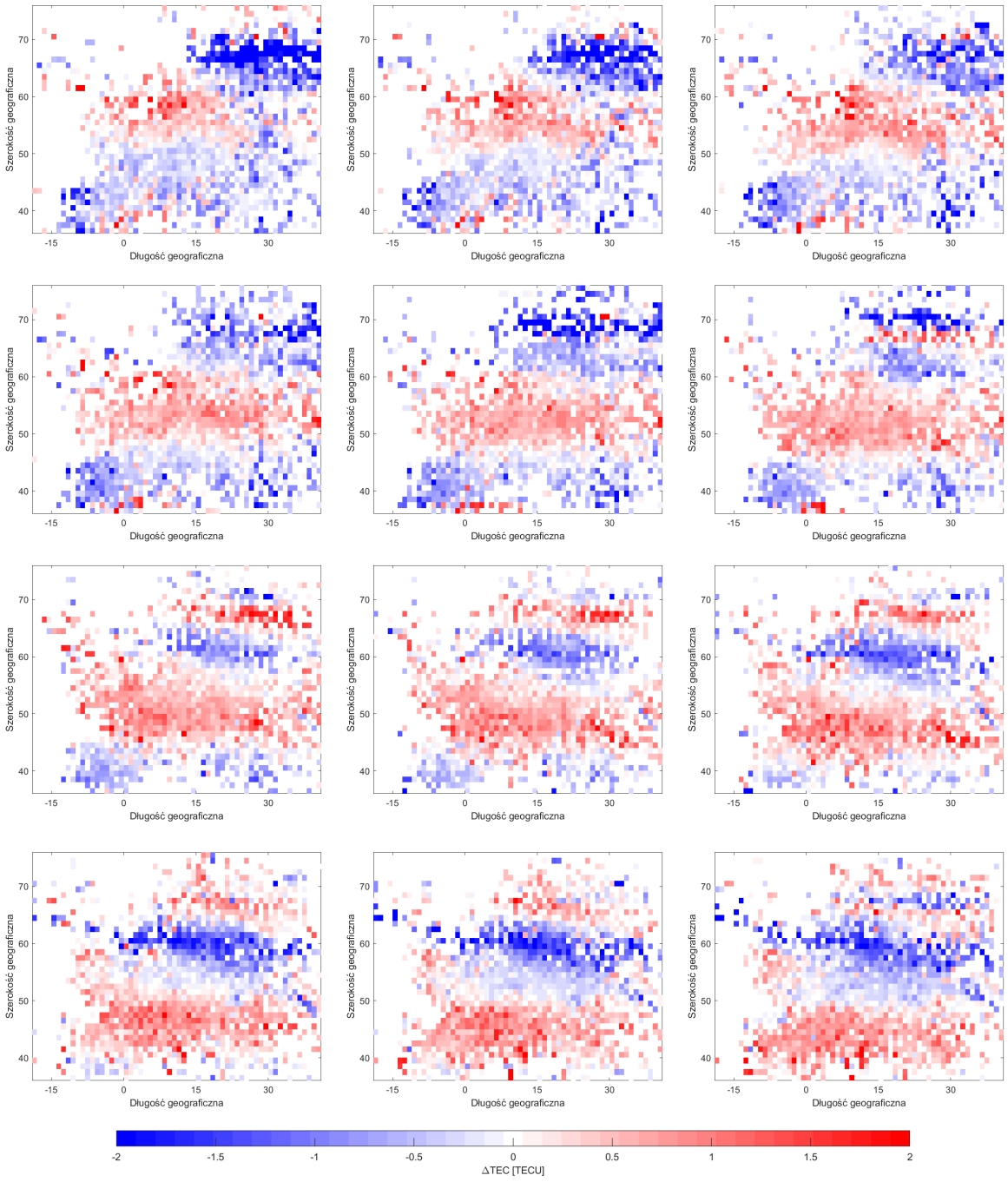
We wszystkich trzech wspomnianych przypadkach (przedstawionych na rys. 5.7a, 5.7b i 5.7c) zbieżność ROTI i RODI znajduje odzwierciedlenie również w przedstawionych powyżej współczynnikach korelacji (wartości pomiędzy 0.524 i 0.728). Co ciekawe pozostałe trzy przypadki – przelot Swarm B w czasie burzy z 6 marca 2016 (rys. 5.7d) oraz wszystkie przeloty w czasie burzy z 24 kwietnia 2023 (rys. 5.7e i 5.7f) nie wykazują podobieństwa w strukturach opisywanych przez ROTI i RODI. Również współczynniki korelacji nie przekraczają wartości 0.3. Co istotne, znaczne nieregularności widoczne są w mapach ROTI, brak natomiast ich odzwierciedlenia w RODI. Jako że wartości ROTI otrzymane są z obserwacji GNSS, charakteryzują nieregularności w pełnym zakresie wysokościowym jonosfery. Satelity Swarm, jak już wcześniej wspomniano dostarczają bezpośrednich obserwacji na konkretnej wysokości. W przypadku burzy z 6 marca 2016 może to oznaczać, że nieregularności występują jeszcze na wysokości orbity Swarm A i C (ok. 462 km) lecz już nie na wysokości orbity Swarm B (ok. 510 km). W przypadku burzy z 17 marca 2015 zasięg nieregularności obejmuje zatem wysokości obu orbit, zaś w czasie burzy z 24 kwietnia 2023 nieregularności występują na zupełnie innych wysokościach. Pomiary Swarm stanowią więc nie tylko źródło danych walidacyjnych oraz obserwacji o wyższej rozdzielczości czasowo-przestrzennej. Dają przede wszystkim uogólniony wgląd w wysokościowy rozkład nieregularności jonosferycznych.

5.4 Przemieszczające się zaburzenia jonosferyczne (TID) – względne mapy ΔTEC

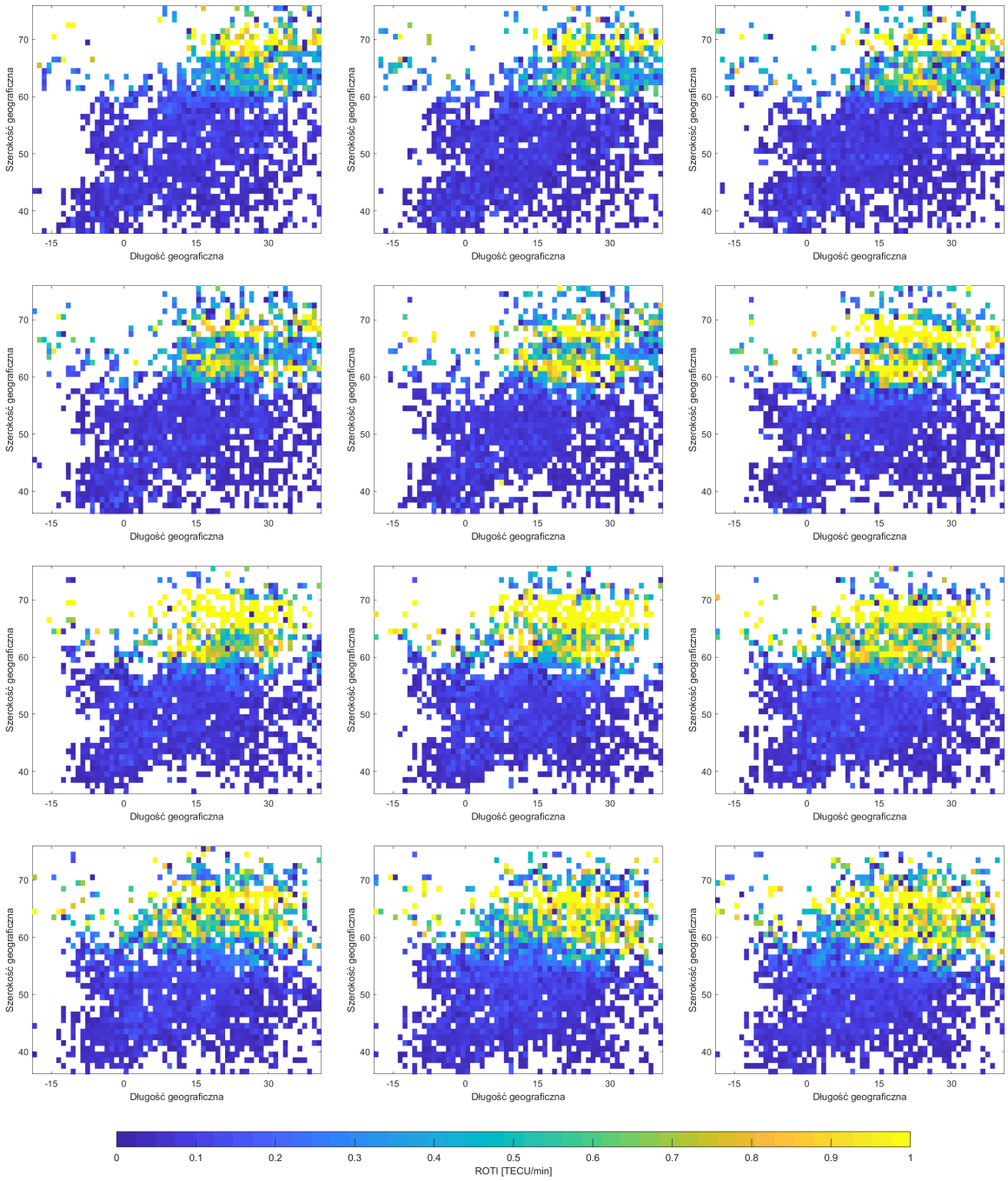
Rozmiary struktur opisywanych przez indeks ROTI obliczany na podstawie obserwacji GNSS zależą od prędkości dryfu plazmy. Wartości ROT opisują zmiany wartości TEC w

czasie pomiędzy kolejnymi pomiarami wykonywanymi w różnych pozycjach satelitów. Na ruch satelitów i różnicę w czasie nakłada się więc dryf struktur plazmy. Dla 30-sekundowego interwału pomiarowego i typowych prędkości na wysokich szerokościach obserwowane są struktury o rozmiarach rzędu 30 km. Na średnich szerokościach rozmiary obserwowalne są mniejsze struktury – do poziomu kilku kilometrów (Pi i in., 1997).

Jednak jak wcześniej wspomniano w jonosferze obserwowane są też inne rodzaje nieregularności – przemieszczające się zaburzenia jonosferyczne (TID) wywołane akustycznymi falami grawitacyjnymi w neutralnej atmosferze (Hines, 1960). TID mają postać falowej oscylacji gęstości elektronów, przemieszczającej się od owalu zorzowego ku równikowi. TID rozróżniane są pod kątem rozmiarów i prędkości dryfu na mało-, średnio- i wielkoskalowe (SSTID, MSTID i LSTID – z ang. *small-, medium-, large-scale TID*, Hunsucker, 1982) – te największe przekraczają rozmiary 1000 km i osiągają prędkości na poziomie 1 km/s. Duża część literatury opisuje przede wszystkim średnio- i wielkoskalowe struktury (od kilkuset do ponad tysiąca km) obserwowane podczas burz magnetycznych (Tsugawa i in., 2007; Cherniak i Zakharenkova, 2018). W przeciwieństwie do drobniejszych struktur, MSTID i LSTID są wyraźnie obserwowalne przy pomocy jonosond, jak również map względnego TEC. Wartości ΔTEC obliczane są jako odchylenie wartości obserwowalnej na daną epokę od średniej godzinnej wartości TEC (Tsugawa i in., 2007). Tak przedstawione fluktuacje TEC dobrze obrazują przemieszczające się średnio- i wielkoskalowe struktury. Struktury o rozmiarach kilkuset kilometrów i więcej nie są wprost widoczne na mapach ROTI. Rys. 5.8 przedstawia kolejnych 12 pięciominutowych map ΔTEC obejmujących jedną pełną godzinę (14:00–14:55 UT) 17 marca 2015 (przy K_p=8-). Rys. 5.9 zawiera mapy ROTI dla tych samych epok. Na mapach ΔTEC wyraźnie widoczne jest przejście dużej struktury o długości fali na poziomie 2000 km przez cały zakres szerokości geograficznej. Porusza się ona z prędkością ok. 600 m/s. Struktura ta zgodnie z tym co opisano powyżej nie jest widoczna w mapach ROTI, chociaż w późniejszych epokach widoczny jest pewien gradient w intensywności zorzowych nieregularności. Mapy na rys. 5.8 i 5.9 przedstawiają początkową fazę burzy magnetycznej. W miarę intensyfikacji i ekspansji owalu zorzowego można zaobserwować, że pojawiają się również TID o mniejszej długości fali – ok. 800 km, które poruszają się również z mniejszą prędkością – na poziomie 200 m/s.



Rysunek 5.8: 12 kolejnych map ΔTEC obrazujących przejście TID w czasie burzy magnetycznej 17 marca 2015.



Rysunek 5.9: 12 kolejnych map ROTI dla przejścia TID w czasie burzy magnetycznej 17 marca 2015.

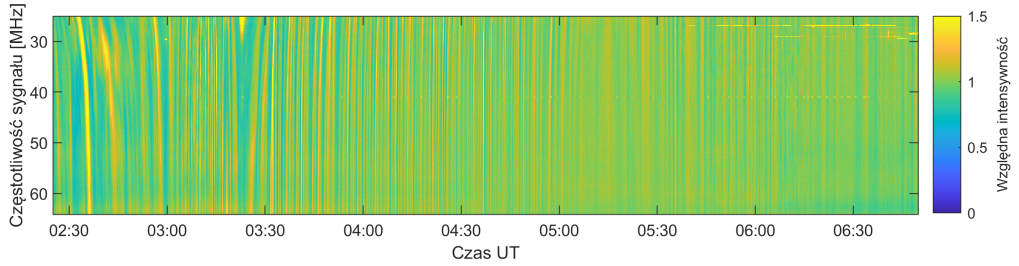
Rozdział 6

Nowa perspektywa – monitorowanie jonosfery przy pomocy teleskopu LOFAR

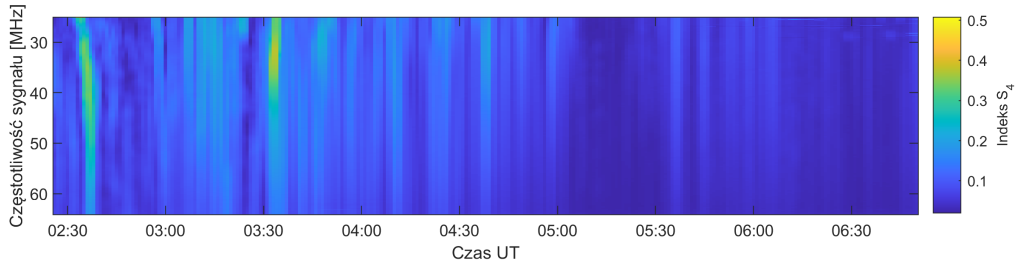
Podobnie jak w przypadku GNSS, możliwość obserwacji jonosfery przy pomocy radioteleskopu LOFAR jest swojego rodzaju „efektem ubocznym" specyfiki instrumentu. Niemniej jednak moduły obliczeniowe stacji LOFAR wyposażone są w tryb obserwacji scyntylacji jonosferycznych, a część czasu obserwacyjnego w trybie łącznych obserwacji przy użyciu pełnej sieci ILT przeznaczona jest właśnie dla tego zadania.

Jak wspomniano w poprzednich rozdziałach, scyntylacje generowane są przez struktury o rozmiarach poniżej skali Fresnela, opisanej w równaniu 1.4 (Forte i in., 2022), uzależniającym rozmiary struktur od długości fali obserwowanego sygnału. Scyntylacje na ogół prowadzone są z wykorzystaniem anten LBA o zakresie częstotliwościowym pomiędzy 20 a 80 MHz. Skala Fresnela w tym zakresie waha się od ok. 3.5 do 1.5 km.

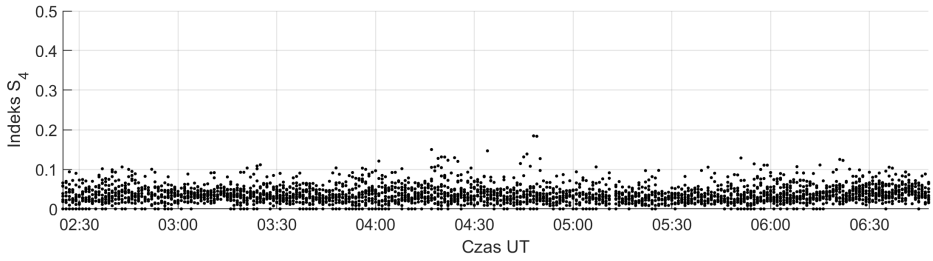
Tryb pomiaru scyntylacji przy pomocy teleskopu LOFAR opiera się na obserwacji względnej intensywności sygnału jasnych radioźródeł. Na podstawie tych obserwacji obliczany jest indeks S_4 na podstawie równania 1.5. Jest to szeroko stosowana miara scyntylacji sygnałów radiowych – również w odniesieniu do pomiarów GNSS, chociaż w przypadku fal gigahercowych S_4 osiąga znaczne wartości głównie w obszarach okołorównikowych.



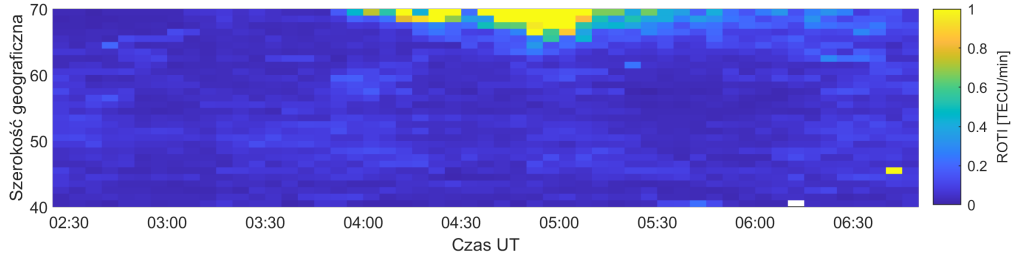
(a) Względna intensywność sygnału zarejestrowanego na stacji LOFAR w Bałdach (PL612)



(b) Wartości S_4 wyznaczone na podstawie migotania sygnału radiowego.



(c) Wartości S_4 zarejestrowane przez odbiornik scyntylacyjny zlokalizowany w pobliżu stacji PL612



(d) Szeregi czasowe ROTI dla przekroju południkowego według długości geograficznej stacji PL612 w Bałdach (20°E)

Rysunek 6.1: Obserwacje scyntylacji jonosferycznych na stacji LOFAR PL612 w Bałdach oraz przy użyciu pobliskiego scyntylacyjnego odbiornika GNSS wraz z wartościami ROTI podczas słabej burzy magnetycznej 10 kwietnia 2022

Rys. 6.1 przedstawia przykład obserwacji scyntylacyjnych – względną intensywność sygnału radiogalaktyki Cygnus A wraz z obliczonym na jej podstawie indeksem S_4 (otrzymanym z autorskiego algorytmu). Zarówno wykresy intensywności sygnału jak i indeksu S_4 mają postać tzw. widm dynamicznych – oś x opisuje czas, zaś oś y kanały odpowiadające poszczególnym obserwowanym częstotliwościom, w tym przypadku w zakresie 25–63 MHz.

Przedstawione pomiary scyntylacyjne zarejestrowane zostały na stacji LOFAR PL612 w Bałdach. Dla celów monitorowania nieregularności jonosferycznych w pobliżu PL612 zainstalowany został również scyntylacyjny odbiornik GNSS. Rejestruje on obserwacje z częstotliwością czasową 50 Hz, co pozwala zarejestrować scyntylacje generowane przez niewielkie struktury w jonosferze (skala Fresnela w przypadku częstotliwości sygnałów GNSS wynosi ok. 300-400 m). Rys. 6.1c przedstawia wartości S_4 na podstawie obserwacji GNSS. Obserwacje obejmują słabą burzę magnetyczną 10 kwietnia 2022. Na rys. 6.1d widoczna jest delikatna ekspansja zorzowych nieregularności, jednak nie osiągają one szerokości geograficznej Bałd (ok. 53°N). Ponadto burza rozpoczęła się po godzinie 4:00 UT, zaś istotny poziom scyntylacji został zarejestrowany przez LOFAR między 2:30 i 3:30 UT.

Intensywność scyntylacji opisywanych przez indeks S_4 wyraźnie spada powyżej częstotliwości ok. 50 MHz, także zrozumiałe jest, że również na częstotliwościach GNSS nie zostały zarejestrowane scyntylacje. Także ROTI nie wykazuje znaczących wartości na szerokościach ok. 53°N. Skala Fresnela dla obserwowanych kanałów wynosi od ok. 2 do 3 km. Niski poziom ROTI sugeruje brak większych struktur, zaś niskie wartości S_4 na wyższych częstotliwościach LOFAR oraz GNSS – brak struktur o małych rozmiarach.

Zestawienie obserwacji scyntylacyjnych LOFAR i GNSS z ROTI pozwala na zwiększenie zakresu obserwowalnych struktur. Należy podkreślić, że dane dostarczane przez LOFAR i mapy GNSS ROTI powinny być traktowane jako komplementarne, a zatem uzupełniające się wzajemnie, jako że dotyczą struktur o innych skalach. Kombinacja opracowań LOFAR i GNSS pozwala na bardziej kompleksowy wgląd w nieregularności jonosferyczne i generujące je procesy. Obserwacje LOFAR z uwagi na specyfikę instrumentu ograniczone są jednak tylko do średnich szerokości.

Podsumowanie

Różne techniki monitorowania nieregularności jonosferycznych mają istotne zalety lecz również pewne ograniczenia. Radary i jonosondy pozwalają na pełne lub częściowe monitorowanie wysokościowego rozkładu plazmy. Istotnym ograniczeniem jest jednak stosunkowo niewielka liczba tych instrumentów. Szczególnie dotyczy to najbardziej wszechstronnych w monitorowaniu jonosfery radarów niekoherentnego rozpraszania.

Na tle innych technik, produkty oparte o obserwacje GNSS wyróżnia przede wszystkim masowość i nieporównywalna dostępność danych. Szczególne znaczenie w tym aspekcie ma podejście multikonstelacyjne, oparte o wszystkie cztery istniejące obecnie globalne systemy nawigacyjne – GPS, GLONASS, Galileo i BeiDou. Również liczba stacji naziemnych i ich rozwój w monitorowaniu multikonstelacyjnym sukcesywnie wzrasta. Warte podkreślenia jest to, że obserwacje nieregularności z poszczególnych systemów wykazują znaczącą zgodność pomiędzy sobą.

W pracy przedstawiono autorskie opracowania ROTI w latach 2022-2023, oparte na w pełni multikonstelacyjnym podejściu, wyniki w latach 2013-2017 oparte były w większości o obserwacje GPS+GLONASS, zaś najwcześniejsze wyniki dla ekstremalnej burzy magnetycznej z 2003 roku opracowane zostały wyłącznie na podstawie obserwacji GPS – w dodatku zebranych z dużo skromniejszej liczby stacji permanentnych. Z porównania wyników otrzymanych dla różnych okresów wynika jasno że liczba dostępnych obserwacji ma kluczowe znaczenie zwłaszcza w ocenie zasięgu ekspansji okołozorzowych nieregularności jonosferycznych ku niższym szerokościom. Znaczący wzrost pokrycia map 5-minutowych jest tym istotniejszy, że opracowania ROTI nie uwzględniają żadnych technik interpolacyjnych. Porównanie map ROTI z indeksem RODI opartym o obserwacje *in situ* z misji Swarm wskazuje, że strefa występowania nieregularności ma nierównomierną strukturę. Występowanie nieregularności jest incydentalne, toteż ich interpolacja może doprowadzać do znaczących przekłamań. Obserwacje *in situ* Swarm

stanowią cenne źródło danych walidacyjnych dla map ROTI – dostarczają w pełni niezależnych informacji na temat struktur występujących w jonosferze. Przeprowadzony proces walidacji z użyciem pomiarów Swarm wykazał zadowalającą wiarygodność opracowanych przez autora map ROTI. Należy jednak podkreślić, że w podobnych analizach konieczne jest uwzględnienie wysokości orbity satelitów Swarm.

Pewnym ograniczeniem technik GNSS jest brak możliwości bezpośredniej oceny trójwymiarowego rozkładu nieregularności. Innym ograniczeniem wynikającym ze względów technicznych (wykorzystywanych częstotliwości) jest skala obserwowalnych struktur. W tym aspekcie szczególne znaczenie ma możliwość uzupełnienia informacji dostarczanych przez mapy ROTI również o inne techniki pomiarowe. Naturalnym uzupełnieniem są mapy ΔTEC, pozwalające na analizę struktur o rozmiarach większych niż te obserwowane przez ROTI – przemieszczających się zaburzeń jonosferycznych (TID). Z drugiej strony pomiary *in situ* przy pomocy satelitów Swarm oraz obserwacje scyntylacji jonosferycznych przy pomocy radioteleskopu LOFAR oraz scyntylacyjnych odbiorników GNSS dają wgląd w struktury o mniejszych skalach – na poziomie kilkuset a nawet kilkudziesięciu metrów. Jako wiarygodne, wydajne i komplementarne z innymi technikami narzędzie, mapy ROTI mogą stanowić trzon multiinstrumentalnego systemu opisującego pełen wachlarz struktur jonosferycznych.

Nieregularności opisywane przy pomocy ROTI pokrywają się ze wzorcem konwekcji plazmy w obszarze wysokich szerokości magnetycznych. Opracowane w ramach rozprawy europejskie mapy ROTI dobrze oddają ekspansję nieregularności jonosferycznych powstających w owalu zorzowym. Mapy ROTI opracowywane w czasie rzeczywistym mogą zatem stanowić również istotny element systemu wczesnej detekcji silnych zjawisk pogody kosmicznej. Tym bardziej, że jak wykazano na podstawie analiz wybranych burz, intensyfikacja i ekspansja zorzowych nieregularności w jonosferze występuje niemal równocześnie z zaburzeniami magnetosfery na wysokich szerokościach i poprzedza o nawet kilkadziesiąt minut odpowiedź w globalnym spadku natężenia pola magnetycznego.

Przedstawione w rozprawie autorskie analizy wykazały, że opracowane przez autora multikonstelacyjne, regionalne mapy ROTI czasu rzeczywistego stanowią wydajne i wiarygodne źródło informacji o nieregularnościach jonosferycznych. W niedalekiej przyszłości (po obecnie trwającej fazie testowej i akceptacji Zarządu IGS podczas planowanego IGS Workshop w Bernie w 2024) będą stanowić skuteczne rozwinięcie obecnych jo-

nosferycznych produktów fluktuacyjnych IGS. Prezentowany w ramach rozprawy multikonstelacyjny produkt czasu rzeczywistego obejmuje obszar Europy z uwagi na zadowalające pokrycie obszaru obserwacjami multi-GNSS. Jak jednak wykazały analizy klimatologiczne, opracowany przez autora w ramach projektu ARTEMIS produkt może być z powodzeniem rozszerzony również o inne regiony aż do opracowania globalnego włącznie. Jedynym ograniczeniem jest w tym przypadku dostępność permanentnych stacji GNSS (z uwagi na wykluczenie algorytmów interpolacyjnych).

Bibliografia

Aarons, J. (sierp. 1997). „Global Positioning System Phase Fluctuations at Auroral Latitudes". W: *Journal of Geophysical Research* 102, s. 17219–17232. DOI: 10.1029/97JA01118.

Abe, O. E., M. O. Fakomiti, W. N. Igboama, O. O. Akinola, O. Ogunmodimu i Y. O. Migoya-Orué (mar. 2023). „Statistical analysis of the occurrence rate of geomagnetic storms during solar cycles 20–24". W: *Advances in Space Research* 71 (5), s. 2240–2251. ISSN: 18791948. DOI: 10.1016/J.ASR.2022.10.033.

Akasofu, Syun Ichi (paź. 2017). „Auroral Substorms: Search for Processes Causing the Expansion Phase in Terms of the Electric Current Approach". W: *Space Science Reviews* 212 (1-2), s. 341–381. ISSN: 15729672. DOI: 10.1007/s11214-017-0363-7.

Akasofu, Syun Ichi i J. R. Kan (1980). „Dayside and nightside auroral arc systems". W: *Geophysical Research Letters* 7.10, s. 753–756. DOI: https://doi.org/10.1029/GL007i010p00753. eprint: https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/GL007i010p00753. URL: https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/GL007i010p00753.

Altadill, D., S. Magdaleno, J. Torta i Estefania Blanch (list. 2013). „Global Empirical Models of the Density Peak Height and of the Equivalent Scale Height for Quiet Conditions". W: *Advances in Space Research* 52, s. 1756–1769. DOI: 10.1016/j.asr.2012.11.018.

Aschwanden, Markus (2005). *Physics of the Solar Corona: An Introduction with Problems and Solutions*.

Baker, J. B.H., R. A. Greenwald, J. M. Ruohoniemi, K. Oksavik, J. W. Gjerloev, L. J. Paxton i M. R. Hairston (sty. 2007). „Observations of ionospheric convection from the Wallops SuperDARN radar at middle latitudes". W: *Journal of Geophysical Research: Space Physics* 112 (1). ISSN: 21699402. DOI: 10.1029/2006JA011982.

Bartels, J., N. H. Heck i H. F. Johnston (1939). „The three-hour-range index measuring geomagnetic activity". W: *Terrestrial Magnetism and Atmospheric Electricity* 44.4, s. 411–454. DOI: https://doi.org/10.1029/TE044i004p00411. eprint: https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/TE044i004p00411. URL: https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/TE044i004p00411.

Baumjohann, Wolfgang (1982). „Ionospheric and field-aligned current systems in the auroral zone: a concise review". W: *Advances in Space Research* 2 (10). ISSN: 02731177. DOI: 10.1016/0273-1177(82)90363-5.

Behnke, R. (1979). „F layer height bands in the nocturnal ionosphere over Arecibo". W: *Journal of Geophysical Research* 84 (A3), s. 974. ISSN: 0148-0227. DOI: 10.1029/ja084ia03p00974.

Bencze, P i P Bakkii (2002). *On the Origin of Mid-Latitude Spread-F*, s. 409–417.

Bilitza, Dieter, Michael Pezzopane, Vladimir Truhlik, David Altadill, Bodo W. Reinisch i Alessio Pignalberi (grud. 2022). „The International Reference Ionosphere Model: A Review and Description of an Ionospheric Benchmark". W: *Reviews of Geophysics* 60 (4). ISSN: 19449208. DOI: 10.1029/2022RG000792.

Blewitt, Geoffrey (1990). „An Automatic Editing Algorithm for GPS data". W: *Geophysical Research Letters* 17, s. 199–202.

Boteler, David H (1991). „Predicting geomagnetic disturbances of power systems". W: *Eos, Transactions American Geophysical Union* 72.14, s. 159–160.

Briggs, B.H. i I.A. Parkin (1963). „On the variation of radio star and satellite scintillations with zenith angle". W: *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics* 25.6, s. 339–366. ISSN: 0021-9169. DOI: https://doi.org/10.1016/0021-9169(63)90150-8. URL: https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0021916963901508.

Caan, Michael N., Robert L. McPherron i Christopher T. Russell (paź. 1977). „Characteristics of the association between the interplanetary magnetic field and substorms". W: *Journal of Geophysical Research* 82 (29), s. 4837–4842. ISSN: 2156-2202. DOI: 10.1029/JA082I029P04837. URL: https://onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1029/JA082i029p04837%20https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/JA082i029p04837%20https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/JA082i029p04837.

Chapman, J H i E S Warren (1968). „Topside sounding of the Earth's ionosphere". W.

Chen, Y. J., R. A. Heelis i J. A. Cumnock (czer. 2016). „Plasma and convection reversal boundary motions in the high-latitude ionosphere". W: *Journal of Geophysical Research: Space Physics* 121 (6), s. 5752–5763. ISSN: 2169-9402. DOI: 10.1002/2016JA022796.

Cherniak, Iurii, Andrzej Krankowski i Irina Zakharenkova (2014). „Observation of the ionospheric irregularities over the Northern Hemisphere: Methodology and service". W: *Radio Science* 49.8, s. 653–662.

Cherniak, Iurii, Andrzej Krankowski i Irina Zakharenkova (2018). „ROTI Maps: a new IGS ionospheric product characterizing the ionospheric irregularities occurrence". W: *GPS Solutions* 22.3, s. 1–12.

Cherniak, Iurii i Irina Zakharenkova (2017). „New advantages of the combined GPS and GLONASS observations for high-latitude ionospheric irregularities monitoring: case study of June 2015 geomagnetic storm". W: *Earth, Planets and Space* 69.1, s. 1–14.

Cherniak, Iurii i Irina Zakharenkova (2018). „Large-scale traveling ionospheric disturbances origin and propagation: Case study of the December 2015 geomagnetic storm". W: *Space Weather* 16.9, s. 1377–1395.

Cherniak, Iurii, Irina Zakharenkova i Andrzej Krankowski (2022). „IGS ROTI Maps: Current Status and Its Extension towards Equatorial Region and Southern Hemisphere". W: *Sensors* 22.10. ISSN: 1424-8220. DOI: 10.3390/s22103748. URL: https://www.mdpi.com/1424-8220/22/10/3748.

Cid, C., J. Palacios, E. Saiz, Antonio Guerrero i Y. Cerrato (sty. 2014). „On extreme geomagnetic storms". W: *Journal of Space Weather and Space Climate* 4. DOI: 10.1051/swsc/2014026.

Ciećko, Adam i Grzegorz Grunwald (2020). „Klobuchar, NeQuick G, and EGNOS ionospheric models for GPS/EGNOS single-frequency positioning under 6-12 september 2017 space weather events". W: *Applied Sciences (Switzerland)* 10 (5). ISSN: 20763417. DOI: 10.3390/app10051553.

Davies, Kenneth (1990). *Ionospheric radio*. 31. IET.

Davis, T. Neil i Masahisa Sugiura (1966). „Auroral electrojet activity index AE and its universal time variations". W: *Journal of Geophysical Research* 71 (3). DOI: 10.1029/jz071i003p00785.

Doherty, Patricia H, Eric Raffi i John A Klobuchar (1994). *Statistics of Time Rate of Change of Ionospheric Range Delay.*

Emery, E. i A. Camps (2017). „Chapter 5 - Radar". W: *Introduction to Satellite Remote Sensing*. Red. William Emery i Adriano Camps. Elsevier, s. 291–453. ISBN: 978-0-12-809254-5. DOI: https://doi.org/10.1016/B978-0-12-809254-5.00005-1.

Erickson, Christopher (2022). „GPS Program Update". W: United Nations International Meeting on the Applications of Global Navigation Satellite Systems.

Fallows, R. A. i in. (2014). „Broadband meter-wavelength observations of ionospheric scintillation". W: *Journal of Geophysical Research: Space Physics* 119 (12). ISSN: 21699402. DOI: 10.1002/2014JA020406.

Forte, Biagio, Richard A. Fallows, Mario M. Bisi, Jinge Zhang, Andrzej Krankowski, Bartosz Dabrowski, Hanna Rothkaehl i Christian Vocks (grud. 2022). „Interpretation of Radio Wave Scintillation Observed through LOFAR Radio Telescopes". W: *The Astrophysical Journal Supplement Series* 263 (2), s. 36. ISSN: 0067-0049. DOI: 10.3847/1538-4365/ac6deb. URL: https://iopscience.iop.org/article/10.3847/1538-4365/ac6deb.

Fremouw, E. J., R. L. Leadabrand, R. C. Livingston, M. D. Cousins, C. L. Rino, B. C. Fair i R. A. Long (1978). „Early results from the DNA Wideband satellite experiment – Complex-signal scintillation". W: *Radio Science* 13 (1), s. 167–187. ISSN: 1944799X. DOI: 10.1029/RS013i001p00167.

Friis-Christensen, E, H Lühr i G Hulot (2006). „Swarm: A constellation to study the Earth's magnetic field". W: *Earth Planets Space* 58, s. 351–358.

Froń, Adam i in. (paź. 2020). „Towards Cooperative Global Mapping of the Ionosphere: Fusion Feasibility for IGS and IRI with Global Climate VTEC Maps". W: *Remote Sensing* 12, s. 3531. DOI: 10.3390/rs12213531.

Galkin, Ivan i in. (lut. 2022). „Global Monitoring of Ionospheric Weather by GIRO and GNSS Data Fusion". W: *Atmosphere* 13, s. 371. DOI: 10.3390/atmos13030371.

Giannattasio, Fabio, Giuseppe Consolini, Igino Coco, Paola De Michelis, Michael Pezzopane, Alessio Pignalberi i Roberta Tozzi (grud. 2022). „Dissipation of field-aligned currents in the topside ionosphere". W: *Scientific Reports* 12 (1). ISSN: 20452322. DOI: 10.1038/s41598-022-21503-x.

Green, James L, Scott Boardsen, Sten Odenwald, John Humble i Katherine A Pazamickas (2006). „Eyewitness reports of the great auroral storm of 1859". W: *Advances in Space Research* 38.2, s. 145–154.

Greenwald, R A i in. (1993). „DARN/SUPERDARN". W.

Haarlem, M. P. van i in. (sierp. 2013). „LOFAR: The LOw-Frequency ARray". W: *Astronomy & Astrophysics* 556, A2. ISSN: 0004-6361. DOI: 10.1051/0004-6361/201220873. URL: http://www.aanda.org/10.1051/0004-6361/201220873.

Häggström, Ingemar (2017). *Incoherent and coherent scatter radars.*

Hayakawa, Hisashi i in. (mar. 2021). „The Intensity and Evolution of the Extreme Solar and Geomagnetic Storms in 1938 January". W: *The Astrophysical Journal* 909, s. 197. DOI: 10.3847/1538-4357/abc427.

Herman, John R (1966). *Spread F and Ionospheric F-Region Irregularities.*

Hines, Colin O (1960). „Internal atmospheric gravity waves at ionospheric heights". W: *Canadian Journal of Physics* 38.11, s. 1441–1481.

Hoffman, R A (1980). *Dynamics Explorer Program.*

Hofmann-Wellenhof, Bernhard, Herbert Lichtenegger i Elmar Wasle (2008). „GNSS-Global Navigation Satellite Systems: GPS, GLONASS, Galileo, and more". W: *Choice Reviews Online* 45 (11). ISSN: 0009-4978. DOI: 10.5860/choice.45-6185.

Hunsucker, Robert D (1982). „Atmospheric gravity waves generated in the high-latitude ionosphere: A review". W: *Reviews of Geophysics* 20.2, s. 293–315.

Iyemori, Toshihiko (1990). „Storm-time magnetospheric currents inferred from mid-latitude geomagnetic field variations." W: *Journal of geomagnetism and geoelectricity* 42 (11). ISSN: 0022-1392. DOI: 10.5636/jgg.42.1249.

Jacobsen, Knut Stanley i Yngvild Linnea Andalsvik (2016). „Overview of the 2015 St. Patrick's day storm and its consequences for RTK and PPP positioning in Norway". W: *Journal of Space Weather and Space Climate* 6. ISSN: 21157251. DOI: 10.1051/swsc/2016004.

Jakowski, N. (1996). „TEC Monitoring by Using Satellite Positioning Systems". W: *Modern Ionosphere Science*. European Geophysical Society. ISBN: 3=9804862-1-4.

Kamide, Yohsuke i Wolfgang Baumjohann (1993). *Magnetosphere-Ionosphere Coupling.* DOI: 10.1007/978-3-642-50062-6.

Kasper, Justin C., Alan J. Lazarus i S. Peter Gary (wrz. 2002). „Wind/SWE observations of firehose constraint on solar wind proton temperature anisotropy". W: *Geophysical Research Letters* 29 (17). ISSN: 19448007. DOI: 10.1029/2002GL015128.

Kataoka, Ryuho (2020). „Extreme geomagnetic activities: a statistical study". W: *Kataoka Earth, Planets and Space* 72, s. 124. DOI: 10.1186/s40623-020-01261-8. URL: https://doi.org/10.1186/s40623-020-01261-8.

Klobuchar, John A (1987). *Ionospheric Time-Delay Algorithm for Single-Frequency GPS Users*, s. 325.

Klobuchar, John A (1996). „Ionospheric Effects On Gps". W: DOI: 10.2514/5.9781600866388.0485.0515.

Knudsen, D. J., J. K. Burchill, S. C. Buchert, A. I. Eriksson, R. Gill, J. E. Wahlund, L. Åhlen, M. Smith i B. Moffat (lut. 2017). „Thermal ion imagers and Langmuir probes in the Swarm electric field instruments". W: *Journal of Geophysical Research: Space Physics* 122 (2), s. 2655–2673. ISSN: 21699402. DOI: 10.1002/2016JA022571.

Komesaroff, M M (1960). „Ionospheric Refraction in Radio Astronomy". W.

Kotulak, Kacper, Andrzej Krankowski, Adam Froń, Paweł Flisek, Ningbo Wang, Zishen Li i Leszek Błaszkiewicz (2021). „Sub-Auroral and Mid-Latitude GNSS ROTI Performance during Solar Cycle 24 Geomagnetic Disturbed Periods: Towards Storm's Early Sensing". W: *Sensors* 21.13. ISSN: 1424-8220. DOI: 10.3390/s21134325. URL: https://www.mdpi.com/1424-8220/21/13/4325.

Kotulak, Kacper, Irina Zakharenkova, Andrzej Krankowski, Iurii Cherniak, Ningbo Wang i Adam Fron (2020). „Climatology Characteristics of Ionospheric Irregularities Described with GNSS ROTI". W: *Remote Sensing* 12.16. ISSN: 2072-4292. URL: https://www.mdpi.com/2072-4292/12/16/2634.

Krankowski, Andrzej, Manuel Hernández-Pajares, Froń Adam, Kacper Kotulak i Paweł Flisek (2023). *Ionosphere Working Group Technical Report 2022*. DOI: 10.48350/179297.

Leick, Alfred, Lev Rapoport i Dmitry Tatarnikov (2015). *GPS Satellite Surveying: Fourth Edition*. DOI: 10.1002/9781119018612.

Lepping, R P, J A Slavin, N E Ness, J B Byrnes, R S Kennon i P V Panetta (1995). „THE WIND MAGNETIC FIELD INVESTIGATION". W: *Space Science Reviews* 71, s. 207–229.

Lu, Xiaochun (2022). „BeiDou NavigationSatellite System Status andDevelopment". W: United Nations International Meeting on the Applications of Global Navigation Satellite Systems.

Matzka, J., C. Stolle, Y. Yamazaki, O. Bronkalla i A. Morschhauser (2021). „The Geomagnetic Kp Index and Derived Indices of Geomagnetic Activity". W: *Space Weather* 19.5. e2020SW002641 2020SW002641, e2020SW002641. DOI: https://doi.org/10.1029/2020SW002641. URL: https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2020SW002641.

Mccomas, D J, S J Bame, P Barker, W C Feldman, J L Phillips, P Riley i J W Griffee (1998). „SOLAR WIND ELECTRON PROTON ALPHA MONITOR (SWEPAM) FOR THE ADVANCED COMPOSITION EXPLORER". W.

Milan, S. E. i in. (mar. 2017). „Overview of Solar Wind-Magnetosphere-Ionosphere–Atmosphere Coupling and the Generation of Magnetospheric Currents". W: *Space Science Reviews* 206 (1-4), s. 547–573. ISSN: 15729672. DOI: 10.1007/S11214-017-0333-0/FIGURES/4. URL: https://link.springer.com/article/10.1007/s11214-017-0333-0.

Montenbruck, Oliver, Urs Hugentobler, R. Khachikyan, Georg Weber, Richard Langley i Leos Mervart (sty. 2013). „IGS-MGEX: Preparing the Ground for Multi-Constellation GNSS Science". W.

Montenbruck, Oliver i in. (2017). „The Multi-GNSS Experiment (MGEX) of the International GNSS Service (IGS) – Achievements, prospects and challenges". W: *Advances in Space Research* 59.7, s. 1671–1697. ISSN: 0273-1177. DOI: https://doi.org/10.1016/j.asr.2017.01.011. URL: https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0273117717300418.

Ondoh, Tadanori i Katsuhide Marubashi (2007). *Wiedza o Środowisku Kosmicznym*. Centrum Badań Kosmicznych PAN. ISBN: 83-89439-70-0.

Ouattara, Frédéric i Christine Amory-Mazaudier (list. 2012). „Statistical study of the equatorial F2 layer critical frequency at Ouagadougou during solar cycles 20, 21 and 22, using Legrand and Simon's classification of geomagnetic activity". W: *Journal of Space Weather and Space Climate* 2, A19. ISSN: 2115-7251. DOI: 10.1051/swsc/2012019. URL: http://www.swsc-journal.org/10.1051/swsc/2012019.

Pajares, Manuel, Jose Juan, Jaume Sanz, Raül Orús Pérez, Alberto García-Rigo, Joachim Feltens, Attila Komjathy, Stefan Schaer i Andrzej Krankowski (list. 2008).

„The IGS VTEC maps: A reliable source of ionospheric information since 1998". W: *Journal of Geodesy* 83, s. 263–275. DOI: 10.1007/s00190-008-0266-1.

Paziewski, Jacek i Rafal Sieradzki (grud. 2020). „Enhanced wide-area multi-GNSS RTK and rapid static positioning in the presence of ionospheric disturbances". W: *Earth, Planets and Space* 72 (1), s. 1–16. ISSN: 18805981. DOI: 10.1186/S40623-020-01238-7/TABLES/3. URL: https://earth-planets-space.springeropen.com/articles/10.1186/s40623-020-01238-7.

Perkins, Francis (sty. 1973). „Spread F and ionospheric currents". W: *Journal of Geophysical Research* 78 (1), s. 218–226. DOI: 10.1029/ja078i001p00218.

Pi, X., A. J. Mannucci, U. J. Lindqwister i C. M. Ho (1997). „Monitoring of global ionospheric irregularities using the Worldwide GPS Network". W: *Geophysical Research Letters* 24.18, s. 2283–2286. DOI: https://doi.org/10.1029/97GL02273. eprint: https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/97GL02273. URL: https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/97GL02273.

Popielawska, Barbara (2002). „Pododa kosmiczna - bardzo przyziemna sprawa". W: *Publications of the Institute of Geophysics Polish Academy of Sciences* m-25 (347).

Prieto-Cerdeira, Roberto, Raül Orús-Pérez, Edward Breeuwer, Rafael Lucas-Rodriguez i Marco Falcone (2014). „The European way: Performance of the galileo single-frequency ionospheric correction during in-orbit validation". W: *GPS World* 25 (6). ISSN: 10485104.

Pulinets, Sergey Alexander (1999). „Radio-Frequency Sounders in Space". W: *Review of Radio Science*. T. 28. Oxford University Press, s. 711–733. URL: https://www.researchgate.net/publication/215972440.

Radicella, Sandro M. i Bruno Nava (sty. 2020). „Empirical ionospheric models". W: *The Dynamical Ionosphere: A Systems Approach to Ionospheric Irregularity*, s. 39–53. DOI: 10.1016/B978-0-12-814782-5.00006-6.

Reinisch, B. (1996). „Modern Ionosondes". W: *Modern Ionosphere Science*. European Geophysical Society. ISBN: 3-9804862-1-4.

Reinisch, Bodo W. i Ivan A. Galkin (2011). „Global ionospheric radio observatory (GIRO)". W: *Earth, Planets and Space* 63 (4). ISSN: 18805981. DOI: 10.5047/eps.2011.03.001.

Richmond, A D, E C Ridley i R G Robie (1992). *A THERMOSPHERE/IONOSPHERE GENERAL CIRCULATION MODEL WITH COUPLED ELECTRODYNAMICS*, s. 601–604.

Ridley, A. J., Y. Deng i G. Tóth (2006). „The global ionosphere-thermosphere model". W: *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* 68 (8). ISSN: 13646826. DOI: 10.1016/j.jastp.2006.01.008.

Riley, Pete i Jeffrey J. Love (sty. 2017). „Extreme geomagnetic storms: Probabilistic forecasts and their uncertainties". W: *Space Weather* 15 (1), s. 53–64. ISSN: 15427390. DOI: 10.1002/2016SW001470.

Rishbeth, H., H. Kohl i L.W. Barclay (1996). „A History of Ionospheric Physics and Radio Communications". W: *Modern Ionosphere Science*. European Geophysical Society. ISBN: 3-9804862-1-4.

Roma, David i in. (list. 2017). „Consistency of seven different GNSS global ionospheric mapping techniques during one solar cycle". W: *Journal of Geodesy* 92. DOI: 10.1007/s00190-017-1088-9.

Schaer, S. (sty. 1999). „Mapping and predicting the Earth's ionosphere using the Global Positioning System." W: *Geod.-Geophys. Arb. Schweiz* 59.

Schunk, R W (1988). „A Mathematical Model of the Middle and High Latitude Ionosphere". W: *PAGEOPH* 127 (3).

Smith, C W, J L'heureux, N F Ness, M H Acuña, L F Burlaga i J Scheifele (1998). „THE ACE MAGNETIC FIELDS EXPERIMENT". W.

Stuart, G.F. i J.E. Titheridge (1966). „The height of large ionospheric irregularities". W: *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics* 28.2, s. 255–258. ISSN: 0021-9169. DOI: https://doi.org/10.1016/0021-9169(66)90121-8. URL: https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0021916966901218.

Sugiura, M (sty. 1964). „Hourly Values of Equatorial Dst for the IGY". W: *Ann. Int. Geophys. Yr.* 35. URL: https://www.osti.gov/biblio/4554034.

Tapping, K. F. (2013). „The 10.7 cm solar radio flux (F10.7)". W: *Space Weather* 11 (7). ISSN: 15427390. DOI: 10.1002/swe.20064.

Teunissen, O., P. Montenbruck i in. (2017). *Handbook of Global Navigation Satellite Systems*.

Troshichev, O. A., V. G. Andrezen, S. Vennerstrøm i E. Friis-Christensen (1988). „Magnetic activity in the polar cap-A new index". W: *Planetary and Space Science* 36 (11). ISSN: 00320633. DOI: 10.1016/0032-0633(88)90063-3.

Tsugawa, Takuya, Y Otsuka, AJ Coster i A Saito (2007). „Medium-scale traveling ionospheric disturbances detected with dense and wide TEC maps over North America". W: *Geophysical Research Letters* 34.22.

Wakai, N., H. Ohyama i T. Koizumi (1987). *Manual of ionogram scaling*.

Wanniger, L. (1993). „The occurrence of ionospheric disturbances above Japan and their effects on precise GPS positioning". W: *Proceedings of the CRCM*.

Wanninger, Lambert (1995). „Monitoring ionospheric disturbances using the IGS network". W: *SPECIAL TOPICS AND NEW DIRECTIONS* 57.

Weber, Georg, Denise Dettmering i H. Gebhard (sty. 2005). „Networked Transport of RTCM via Internet Protocol (NTRIP)". W: s. 60–64. ISBN: 3-540-24055-1. DOI: 10.1007/3-540-27432-4_11.

Wernik, A. (1996). „Jonosfera na dużych szerokościach i jej badania w polskiej stacji polarnej na Spitsbergenie". W: *Przegląd Geofizyczny* XLI (1-2).

Wijnholds, Stefan J. i Wim A. Van Cappellen (2011). „In situ antenna performance evaluation of the lofar phased array radio telescope". W: *IEEE Transactions on Antennas and Propagation* 59 (6 PART 1). ISSN: 0018926X. DOI: 10.1109/TAP.2011.2122225.

Won, Jong Hoon i Ja Sung Lee (2005). „A note on the group delay and phase advance phenomenon associated with GPS signal propagation through the ionosphere". W: *Navigation, Journal of the Institute of Navigation* 52 (2). ISSN: 00281522. DOI: 10.1002/j.2161-4296.2005.tb01735.x.

Zakharenkova, Irina, Elvira Astafyeva i Iurii Cherniak (2016). „GPS and in situ Swarm observations of the equatorial plasma density irregularities in the topside ionosphere". W: *Earth, Planets and Space* 68 (1). ISSN: 18805981. DOI: 10.1186/s40623-016-0490-5.

Zakharenkova, Irina i Iurii Cherniak (2021). „Effects of storm-induced equatorial plasma bubbles on GPS-based kinematic positioning at equatorial and middle latitudes during the geomagnetic storm". W: 25, s. 132. DOI: 10.1007/s10291-021-01166-3. URL: https://doi.org/10.1007/s10291-021-01166-3.

Zhang, Yongliang i Larry Paxton (czer. 2008). „An empirical Kp-dependent global auroral model based on TIMED/GUVI data". W: *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* 70, s. 1231–1242. DOI: 10.1016/j.jastp.2008.03.008.

Zhang, Yongliang, Larry Paxton, Dieter Bilitza i R. Doe (paź. 2010). „Near real-time assimilation in IRI of auroral peak E-region density and equatorward boundary". W: *Advances in Space Research* 46, s. 1055–1063. DOI: 10.1016/j.asr.2010.06.029.

Źródła internetowe

https://igs.org/wg/ionosphere/
https://www.superdarn.ca/about
https://eiscat.se/about/sites/
https://giro.uml.edu/ionoweb/
https://nssdc.gsfc.nasa.gov/nmc/spacecraft/display.action?id=1973-101A
https://earth.esa.int/eogateway/missions/swarm/description
http://igs.org/
http://asgeupos.pl/
http://igsiono.uwm.edu.pl/
http://artemis.uwm.edu.pl/

Multiinstrumentalna diagnostyka różnoskalowych nieregularności jonosferycznych

Kacper Kotulak

Streszczenie

Celem niniejszej rozprawy było opracowanie produktu jonosferycznego – map ROTI (*Rate Of TEC Index*), opartych o multikonstelacyjne obserwacje GNSS (*Global Navigation Satellite Systems*) sporzadzanych w czasie rzeczywistym. Prace nad owym produktem były również realizowane w ramach projektu: „ARTEMIS: Rozwój zaawansowanej metodologii dla wielosystemowych (GPS, Galileo i BeiDou) serwisów jonosferycznych czasu rzeczywistego", finansowanego przez Narodowe Centrum Badań i Rozwoju (NCBR) i chińskie Ministerstwo Nauki i Technologii (MOST) W ramach owego projektu autor niniejszej rozprawy jako jeden z głównych wykonawców oraz członek Jonosferycznej Grupy Roboczej IGS miał za zadanie opracowanie europejskich regionalnych map ROTI opartych o podejście multikonstelacyjne i dostępnych w czasie rzeczywistym. Miało to na celu weryfikację tezy badawczej, mówiącej że: *indeksy ROT i ROTI otrzymane z multikonstelacyjnych obserwacji GNSS stanowią wydajne i wiarygodne narzędzie do monitorowania zaburzeń jonosferycznych, komplementarne z innymi technikami.*

W ramach realizacji celu i weryfikacji tezy wykonano szereg zadań badawczych: 1) oceniono dostępność danych GNSS z uwzględnieniem poszczególnych konstelacji oraz strumieni danych dostępnych w czasie rzeczywistym; 2) oceniono wpływ ilości obserwacji na jakość map ROTI z uwzględnieniem różnych konfiguracji konstelacji oraz wewnętrzną zgodność opracowań z poszczególnych systemów; 3) przeprowadzono długoterminową analizę klimatologiczną ROTI dla oceny zmienności dobowej, sezonowej i długoterminowej związanej z 11-letnim cyklem aktywności Słońca; 4) przeprowadzono analizę zachowania ROTI na średnich i wysokich szerokościach w okresach wzmożonej aktywność jonosferycznej związanej z występowaniem burz magnetycznych – w ramach analiz, do celów walidacji wykorzystano również bezpośrednie pomiary gęstości plazmy z misji satelitarnej Swarm; 5) oceniono możliwości monitorowania struktur jonosferycznych przy pomocy map ROTI na tle innych metod: map ΔTEC, pomiarów in situ przy pomocy satelitów Swarm oraz obserwacji radioastronomicznych prowadzonych przez system LOFAR (*LOw Frequency ARray*).

Na podstawie przeprowadzonych analiz i zrealizowanych zadań można stwierdzić, że opracowane mapy ROTI, jako wiarygodne, wydajne i komplementarne z innymi technikami narzędzie, mogą stanowić trzon multiinstrumentalnego systemu opisującego pełen wachlarz struktur jonosferycznych. Opracowany w ramach rozprawy produkt po okresie testowym i akceptacji przez zarząd IGS będzie stanowił rozszerzenie obecnie istniejącego produktu fluktuacyjnego – map ROTI dla półkuli północnej opracowywanych z rozdzielczością dobową na podstawie obserwacji GPS.

Słowa kluczowe: jonosfera, multi-GNSS, ROTI, nieregularności jonosferyczne, pogoda kosmiczna

Multi–instrumental diagnostics of multi–scale ionospheric irregularities

Kacper Kotulak

Abstract

The scientific goal of this dissertation was to develop a real-time ionospheric product – ROTI (*Rate Of TEC Index*) maps, based on multi-constellation GNSS (*Global Navigation Satellite Systems*). Work on this product was also carried out under the project „ARTEMIS: Advanced methodology development for Real-Time Multi-constellation (BDS, Galileo and GPS) Ionosphere Services" funded by The National Centre for Research and Development (NCBR) and Ministry of Science and Technology (MOST). As part of this project, the author, as one of the main contractors and a member of the IGS Ionospheric Working Group, was responsible for developing European regional ROTI maps based on a multi-constellation approach and available in real time. The goal was to verify the research thesis that: *ROT and ROTI indices obtained from multi-constellation GNSS observations are an efficient and reliable tool for monitoring ionospheric disturbances, complementary to other techniques.*

As part of achieving the goal and verifying the thesis, a number of research tasks were performed: 1) the availability of GNSS data was assessed, taking into account individual constellations and real-time data streams availability; 2) the impact of the number of observations on the quality of ROTI maps was assessed, taking into account various constellation configurations and the internal consistency of elaborations from individual systems; 3) a long-term climatological ROTI analysis was carried out to assess diurnal, seasonal and long-term variability driven by the 11-year cycle of solar activity; 4) an analysis of the behavior of ROTI at medium and high latitudes during periods of increased ionospheric activity associated with the occurrence of magnetic storms was carried out – as part of the assessment, direct plasma density measurements from the Swarm satellite mission were also used for validation purposes; 5) the possibilities of monitoring ionospheric structures using ROTI maps were assessed against other methods: ΔTEC maps, in-situ measurements using Swarm satellites and radio astronomy observations carried out by the LOFAR (*LOw Frequency ARray*) system.

Based on the abovementioned analyzes and completed tasks, it can be concluded that the developed ROTI maps, as a reliable, efficient and complementary tool with

other techniques, can be the core of a multi-instrumental system describing a full range of ionospheric structures. The product developed within the dissertation, after the test period and approval by the IGS board, will be an extension of the currently existing fluctuation product – ROTI maps for the northern hemisphere developed with daily resolution based on GPS observations.

Keywords: ionosphere, multi-GNSS, ROTI, ionospheric irregularities, space weather