



**Instytut Geofizyki
Polskiej Akademii Nauk**

Rozprawa doktorska

**Badanie zmian sezonowych
w wektorach indukcyjnych
pochodzących z danych
obserwacyjnych geomagnetycznych
w celu oceny efektów źródłowych
istotnych dla badań
magnetotellurycznych**

Autor:

mgr Agata Bury

Promotor pracy:

Dr hab. Anne Neska, prof. PAN

Warszawa, 2021

SPIS TREŚCI

Streszczenie	6
Abstract	7
1 Wstęp	8
1.1 Badania magnetotelluryczne w geofizyce	8
1.1.1 Podział metod MT według zakresu częstotliwości	10
1.1.2 Podział metod MT według wykorzystywanych składowych pola elektromagnetycznego	11
1.2 Podstawy teoretyczne metody MT	12
1.2.1 Równania Maxwella.....	12
1.2.2 Założenie fali płaskiej	14
1.2.3 Funkcje przejścia.....	18
1.2.4 Złamanie warunku fali płaskiej – efekty źródłowe	22
1.2.5 Potrzeba badania sygnałów źródłowych	26
1.3 Cel i podział pracy.....	27
2 Dane	28
2.1 Dane geomagnetyczne	28
2.2 Sieć obserwatoriów geomagnetycznych INTERMAGNET	32
2.3 Zapis zórz polarnych w obserwatorium Sodankylä.....	34
2.4 Dane dotyczące aktywności słonecznej.....	36
2.5 Wykorzystane dane.....	38
3 Metodyka badań.....	40
3.1 1 etap - Identyfikacja zmienności sezonowej	41
3.2 2 etap - Poszukiwanie źródła zmienności sezonowej	45

4	Wyniki.....	50
4.1	1 etap - Identyfikacja zmienności sezonowej	50
4.1.1	Potwierdzenie zmienności sezonowej	50
4.1.2	Zależność od szerokości geomagnetycznej	52
4.2	2 etap - Poszukiwanie źródła zmienności sezonowej	58
4.2.1	60° granica dla różnych efektów	58
4.2.2	Aktywność słoneczna	65
4.2.3	Aktywność zorzowa	67
5	Wnioski i podsumowanie.....	69
	Bibliografia.....	70
	Spis ilustracji	75
	Spis tabel	79

PODZIĘKOWANIA

Chciałabym serdecznie podziękować wszystkim osobom, dzięki którym ta praca mogła powstać. W szczególności dziękuję mojej Promotorce dr hab. Anne Nesce, prof. PAN. Dziękuję Koleżankom i Kolegom oraz Pracownikom Instytutu Geofizyki PAN. Serdecznie dziękuję także mojej Rodzinie.

ACKNOWLEDGEMENTS

The results presented in this dissertation rely on data collected at magnetic observatories. Special thanks to the national institutes that support them and INTERMAGNET for promoting high standards of magnetic observatory practice (www.intermagnet.org). Total Sunspot Numbers were obtained from SILSO, World Data Center – Sunspot Number and Long-term Solar Observations, Royal Observatory of Belgium (<http://www.sidc.be/SILSO/>). Auroral nights were identified based on the data published by Sodankylä Geophysical Observatory, an independent department of the University of Oulu (<https://www.sgo.fi>).

Streszczenie

Magnetotelluryka to pasywna metoda sondowania elektromagnetycznego wykorzystywana do badania rozkładu przewodnictwa pod powierzchnią Ziemi. Działa ona pod warunkiem, że badane sygnały źródłowe spełniają tzw. założenie fali płaskiej. Przedstawiona praca bada i w pewien sposób kwantyfikuje wpływ konsekwencji złamania tego warunku na wektory indukcyjne (typ funkcji przejścia stosowany w magnetotelluryce). W badaniach wykorzystano dane z 15 lat pochodzące z 30 obserwatoriów geomagnetycznych, zlokalizowanych głównie w regionach średnich i wysokich szerokości geograficznych. Dane zostały zbadane pod kątem występowania zniekształceń spowodowanych przez niepłaską geometrię fal, które przejawiają się jako zmiany sezonowe w wektorach indukcyjnych (zmiany funkcji przejścia spowodowane zmianami rozkładu przewodnictwa pod powierzchnią Ziemi nie są tu brane pod uwagę). Dla średnich szerokości geomagnetycznych uzyskane wyniki potwierdzają występowanie opisanych w najnowszej literaturze, niewielkich, lecz znaczących zniekształceń w sezonie letnim. Ponadto stwierdzono, że zniekształcenie jest regionalnie jednorodne, wskazuje na źródło w kierunku biegunów oraz wyraźnie kończy się na granicy 60 stopni szerokości geomagnetycznej północnej. Za tą granicą, w strefie zorzowej, zmienność wektorów indukcyjnych jest znacznie większa zarówno w czasie, jak i w amplitudzie i nie jest podobna w sąsiednich obserwatoriach. To problematyczne zachowanie nie jest zaskakujące ze względu na to, że układ prądów jonosferycznych, niezgodny z założeniem fali płaskiej, wpływa na ten obszar. Zaskakujące jest jednak to, że maksimum tych zaburzeń występuje w okresie zimowym, w przeciwieństwie do efektu obserwowanego w średnich szerokościach geograficznych. Nie udało się stwierdzić wyraźnej zależności zmienności wektorów indukcyjnych od faz cyklu aktywności słonecznej ani od aktywności zorzowej w badanym obszarze.

Abstract

Magnetotellurics is a passive electromagnetic sounding method to investigate electric conductivity distribution in the solid Earth. It works on the condition that the involved source signals meet the so-called plane-wave assumption. The presented work investigates and roughly quantifies the consequences of a breach of this condition on induction arrows (a type of transfer function used in magnetotellurics). Based on 15 years of data from 30 geomagnetic observatories, mainly mid-latitude and auroral regions are focused on. Data are examined in terms of distorting effects caused by non-planar wave geometry which, unlike in unbiased transfer functions, appear as temporal variations in induction arrows (changes in transfer functions due to variations in subsurface conductivity are not considered here). For mid latitudes, the results reported in recent literature could be confirmed that there is a small but significant distortion in summer. Furthermore, it has been found that this distortion is regionally homogeneous, hints at a source towards the poles, and abruptly ends at 60 deg geomagnetic North. Beyond this boundary in the auroral zone induction arrow variability is much larger both over time and in amplitude, and it is not similar for neighbor observatories. This problematic behavior is not unexpected since the polar electrojet, an ionospheric current system known to be in disagreement with the plane-wave assumption influences this region. It is, however, surprising that the maximum of these disturbances occurs during the winter season unlike the effect observed in mid-latitudes. A clear dependency of induction arrow variability on phases of the solar activity cycle and polar light activity could not be stated.

1 WSTĘP

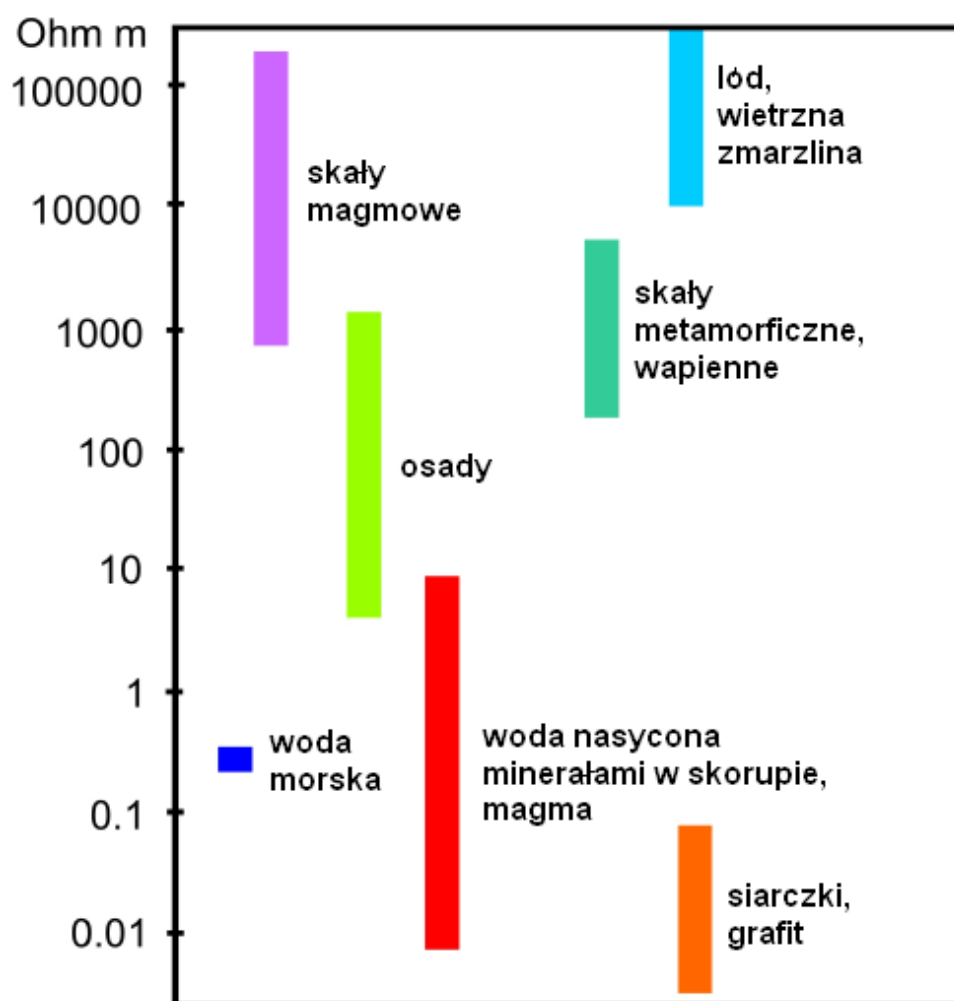
1.1 BADANIA MAGNETOTELLURYCZNE W GEOFIZYCE

Metoda magnetotelluryczna (MT) należy do elektromagnetycznych metod geofizycznych, bazując na zjawisku indukcji elektromagnetycznej. Wykorzystuje ona naturalne oscylacje pola elektromagnetycznego Ziemi i nie wymaga sztucznego źródła, co umożliwia zakwalifikowanie jej do grupy metod pasywnych. Metoda magnetotelluryczna pozwala na określenie przewodności elektrycznej badanego regionu do głębokości od kilkunastu metrów do nawet kilkuset kilometrów (sięgając do górnego płaszcza Ziemi) w zależności od wybranego wariantu metody [(Stefaniuk, et al., 2008)], które to warianty zostaną przedstawione w sekcji 1.1.1. Początki badań magnetotellurycznych sięgają lat 50-tych XX wieku, kiedy metoda ta została opracowana niezależnie przez Tikhonov’a w ZSRR [(Tikhonov, 1950)] oraz Cagniard’a we Francji [(Cagniard, 1953)]. Do głównych zalet metody MT należy brak konieczności generowania sygnału źródłowego. Natomiast największą jej wadą jest podatność na występujące zakłócenia elektromagnetyczne, takie jak: często pojawiające się w okolicy terenów zurbanizowanych zakłócenia antropogeniczne [(Junge, 1996); (Stefaniuk, et al., 2008); (Szarka, 1988)], a także zakłócenia naturalne [(Araya Vargas & Ritter, 2015); (Ernst, et al., 2020); (Hill, 2019)].

Badania magnetotelluryczne wykorzystują występujące naturalnie na całej planecie zmiany pola magnetycznego. Różnorodność metod oraz możliwość ich powszechnego stosowania sprawiła, że znajdują one szerokie zastosowanie, przede wszystkim w dziedzinach takich jak:

- Geofizyka środowiskowa,
- Hydrologia, hydrogeologia, badania wiecznej zmarzliny oraz źródeł geotermalnych,
- Archeologia,
- Geofizyka poszukiwawcza, poszukiwanie minerałów, wysadów solnych,
- Badania struktur tektonicznych, uskoku,
- Badania głębokich struktur skorupy ziemskiej oraz górnego płaszcza.

Badania magnetotelluryczne polegają na pomiarze naturalnie występujących pól elektromagnetycznych Ziemi w celu rozpoznania rozkładu oporności badanego ośrodka geologicznego (charakterystyczne wartości oporności dla wybranych typów skał przedstawia Rysunek 1.1). Metody te, bazując na zjawisku indukcji, polegają na pomiarze pola elektrycznego $\vec{E}$ oraz magnetycznego $\vec{H}$ w kierunkach prostopadłych na powierzchni Ziemi.



Rysunek 1.1 Charakterystyczne wartości oporności dla wybranych typów skał, wg. (Brasse, 2003) , zmienione.

1.1.1 Podział metod MT według zakresu częstotliwości

Metody magnetotelluryczne wykorzystują naturalne oscylacje pola elektromagnetycznego. Fala elektromagnetyczna generowana jest w różnym zakresie częstotliwości przez źródła różnego typu. Wyróżnia się następujące warianty metody magnetotellurycznej:

- Metoda magnetotelluryczna LMT (ang. *Long-period Magnetotellurics*) – obejmuje zakres częstotliwości od 1 Hz do 10^{-4} Hz, dla których głównym źródłem są zjawiska występujące w magnetosferze, przede wszystkim oddziaływanie wiatru słonecznego na ziemskie pole magnetyczne. W niniejszej pracy skupiono się na wariacjach o okresach rzędu od 10^2 do 10^4 sekund.
- Metoda audiomagnetotelluryczna AMT – obejmuje zakres częstotliwości od 10^4 Hz do 1 Hz, dla których głównym źródłem sygnału są odległe elektryczne wyładowania atmosferyczne oraz zjawiska występujące w jonosferze.

Zakres częstotliwości wiąże się z zakresem głębokości, na temat którego można uzyskać informacje. Im wyższa jest częstotliwość lub krótszy okres zmian pola, tym mniejszy jest zakres głębokości, z którego można uzyskać informacje (o tym mówi głębokość wnikania, opisana w sekcji 1.2.2).

1.1.2 Podział metod MT według wykorzystywanych składowych pola elektromagnetycznego

Metody elektromagnetyczne wykorzystujące zjawisko indukcji można sklasyfikować według wykorzystywanych składowych pola elektromagnetycznego:

- W klasycznej magnetotelluryce używane są dwie poziome, prostopadłe składowe pola elektrycznego i magnetycznego mierzone w jednej stacji.
- Metoda magnetowariacyjna – wykorzystuje jedynie składowe poziome pola magnetycznego z dwóch stacji [(Habibian, et al., 2010)].
- Metoda GDS (ang. *Geomagnetic Depth Sounding*) – wykorzystuje dane pomiarowe trzech składowych pola magnetycznego mierzonych w jednej stacji. Niniejsza praca skupia się na tej metodzie.

Wszystkie wymienione warianty metody służą do określenia rozkładu przewodności elektrycznej badanego ośrodka. Są jednak drobne różnice dotyczące wymaganego wysiłku w badaniach pomiarowych, czułości na występowanie struktur pod powierzchnią ziemi [(Soyer, 2002) – wraz z cytowanymi tam pracami] oraz wrażliwości na zakłócenia [(Schäfer, et al., 2011); (Selway, et al., 2020)].

1.2 PODSTAWY TEORETYCZNE METODY MT

W następującym rozdziale zostaną przedstawione podstawy teoretyczne metody MT. Szczególnie uwaga zwrócona zostanie na założenie fali płaskiej przedstawione w sekcji 1.2.2.

1.2.1 Równania Maxwella

Równania Maxwella są to podstawowe równania elektrodynamiki klasycznej. Te cztery równania opisują własności pola magnetycznego i elektrycznego, zależności między nimi oraz rozchodzenie się fali elektromagnetycznej. Dla ośrodka jednorodnego i izotropowego można je przedstawić w uproszczonej formie:

- Prawo indukcji elektromagnetycznej Faradaya – mówi, że gdy istnieje zmienne w czasie pole magnetyczne, to powstaje pole elektryczne:

$$\nabla \times \vec{E} = -\mu \frac{\partial \vec{H}}{\partial t}, \quad (1.1)$$

gdzie $\vec{E}$ to natężenie pola elektrycznego, $\vec{H}$ to wektor natężenia pola magnetycznego, t to czas, a μ to przenikalność magnetyczna.

- Prawo Ampere'a – dowodzi, że źródłem pola magnetycznego może być zmienne w czasie pole elektryczne lub płynący prąd elektryczny:

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{J} + \varepsilon \frac{\partial \vec{E}}{\partial t}, \quad (1.2)$$

gdzie ε to przenikalność elektryczna, a $\vec{J}$ to gęstość prądu.

- Ładunki elektryczne są źródłem pola elektrycznego:

$$\nabla \cdot \vec{E} = Q, \quad (1.3)$$

gdzie Q to gęstość ładunku.

- Pole magnetyczne nie ma źródeł (nie ma magnetycznych monopoli):

$$\nabla \cdot \vec{B} = 0, \quad (1.4)$$

gdzie $\vec{B}$ to wektor indukcji magnetycznej.

Dodatkowo obowiązują trzy równania materiałowe opisujące oddziaływania pola elektromagnetycznego z materią:

$$\vec{J} = \sigma \cdot \vec{E}, \quad (1.5)$$

$$\vec{D} = \varepsilon_r \varepsilon_0 \vec{E}, \quad (1.6)$$

$$\vec{B} = \mu_r \mu_0 \vec{H}, \quad (1.7)$$

w których $\vec{D}$ to indukcja elektryczna, ε_0 to przenikalność elektryczna próżni, ε_r to stała elektryczna, μ_0 to przenikalność magnetyczna próżni, μ_r to stała magnetyczna, a σ to przewodność ośrodka. Równanie 1.5 znane jest jako prawo Ohma.

1.2.2 Założenie fali płaskiej

Koncepcja znana jako założenie fali płaskiej wraz z warunkami, gdy nie jest ono spełnione, stanowi ważne i podstawowe źródło motywacji dla niniejszej rozprawy. W tym rozdziale pojęcie „fala płaska” zostanie wyjaśnione poprzez wyprowadzenie go z podstawowych równań metody magnetotellurycznej. Argumentację oparto na pracy [(Brasse, 2003)].

Wszystkie nierelatywistyczne zjawiska elektromagnetyczne można wyprowadzić z czterech podstawowych równań Maxwell’a (Równania 1.1 – 1.4) oraz trzech równań opisujących oddziaływania pól elektromagnetycznych z materią (Równania 1.5 – 1.7).

Na początku zastosujemy uproszczony model Ziemi znany jako półprzestrzeń jednorodna, czyli model, w którym „atmosfera” stanowi izolator i znajduje się nad „Ziemią” będącą przewodnikiem o płaskiej powierzchni granicznej, a przestrzeń pod powierzchnią Ziemi jest jednorodna i izotropowa (σ , ϵ , μ są stałe, niezależne od wybranego punktu w przestrzeni). Dalej zakładamy, że przewodnik się nie porusza i rozważane są tylko pola elektromagnetyczne, które są poza źródłami. Zastosowanie twierdzeń analizy wektorowej prowadzi do Równania 1.8, zwanego jako równanie telegraficzne (ang. *telegrapher’s equation*), które opisuje tłumioną propagację fali elektromagnetycznej w przewodzącym ośrodku.

$$\nabla^2 \vec{F} = \mu\sigma \frac{\partial \vec{F}}{\partial t} + \mu\epsilon \frac{\partial^2 \vec{F}}{\partial t^2}. \quad (1.8)$$

Człon $\mu\epsilon \frac{\partial^2 \vec{F}}{\partial t^2}$ opisuje propagację fali, a człon $\mu\sigma \frac{\partial \vec{F}}{\partial t}$ – propagację poprzez dyfuzję. Równanie to ma zastosowanie zarówno dla pola elektrycznego (wtedy za $\vec{F}$ do wzoru podstawiamy pole elektryczne $\vec{E}$), jak i pola magnetycznego (wtedy za $\vec{F}$ do wzoru podstawiamy indukcję magnetyczną $\vec{B}$).

Zakładając, że pole elektromagnetyczne zmienia się w sposób harmoniczny w czasie (Równanie 1.9) i przestrzeni (Równanie 1.10):

$$\vec{F} \sim \exp(i\omega t), \quad (1.9)$$

$$\vec{F} \sim \cos(vx), \quad (1.10)$$

gdzie v to horyzontalna liczba falowa w kierunku x , ω to częstotliwość kołowa; równanie telegraficzne (Równanie 1.8) przekształca się w równanie Helmholtza (Równanie 1.11).

Od tego momentu będziemy brać pod uwagę tylko rozprzestrzenianie się pola elektromagnetycznego w kierunku głębokości z .

$$-v\vec{F} + \frac{\partial^2 \vec{F}}{\partial z^2} = i\omega\mu\sigma\vec{F} - \mu\varepsilon\omega^2\vec{F}. \quad (1.11)$$

Po odpowiednim przekształceniu otrzymujemy:

$$\frac{\partial^2 \vec{F}}{\partial z^2} = \gamma^2 \vec{F}. \quad (1.12)$$

Parametr γ jest parametrem opisującym propagację, który definiuje się w następujący sposób:

$$\gamma^2 = v^2 + i\omega\mu\sigma - \mu\varepsilon\omega^2. \quad (1.13)$$

Drugi człon $i\omega\mu\sigma$ opisuje proces dyfuzji. Rozwiązaniem tylko tej części równania Helmholtza (Równanie 1.11) jest pole malejące wykładniczo z głębokością:

$$\vec{F}(z) = \vec{F}_0 \exp(-kz), \quad (1.14)$$

gdzie $k = \sqrt{i\omega\mu\sigma}$, a $\vec{F}_0$ to wartość pola na powierzchni.

Teraz zostanie zdefiniowana głębokość wnikania δ jako ta głębokość, przy której pole $\vec{F}(z)$ zostało stłumione do wartości $\vec{F}_0/e$ (gdzie e to liczba Eulera). Głębokość wnikania δ wynosi:

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\mu_0\omega\sigma}}. \quad (1.15)$$

Głębokość ta, nazywana też głębokością penetracji, jest niezwykle ważnym parametrem w magnetotelluryce, który opisuje zależność pomiędzy używanym w badaniach polem elektromagnetycznym oraz badaną materią przewodnika. W konkretnych zastosowaniach praktycznych stosuje się przybliżoną wersję Równania 1.15 w postaci:

$$\delta[km] \approx 0,5 \sqrt{\frac{1}{\sigma f}}, \quad (1.16)$$

która bezpośrednio wyraża związek między częstotliwością pola f , przewodnością ośrodka σ , a głębokość wnikania tego pola wyrażona jest w kilometrach.

Używając δ możemy zapisać parametr propagacji γ w następujący sposób:

$$\gamma^2 = \frac{4\pi^2}{l} + \frac{2i}{\delta^2} + \frac{4\pi^2}{\lambda^2}, \quad (1.17)$$

gdzie l to horyzontalna długość fali, tak że $v = 2\pi/l$ ($v = 0$ oznacza falę płaską), a $\lambda = c_0/f$, gdzie c_0 to prędkość światła.

W ten sposób znaczenie jego trzech części staje się bardziej oczywiste. Pierwszy człon $4\pi^2/l$ opisuje sytuację, kiedy pole jest stałe w czasie, a jego tłumienie wraz z głębokością uzależnione jest od geometrii pola. Maleje ono wraz z głębokością tym bardziej, im większa jest jego niejednorodność przestrzenna (I). Drugi człon $2i/\delta^2$ opisuje przypadek, kiedy występuje tłumienie pola i zależy ono od przewodnictwa pod powierzchnią i częstotliwości pola, ale nie od geometrii pola (II). Trzeci człon $4\pi^2/\lambda^2$ opisuje propagację fali, która nie jest tłumiona, a częstotliwość wariacji pola jest wysoka (III).

Zazwyczaj kiedy pole elektromagnetyczne oddziałuje z przewodzącą elektrycznie półprzestrzenią, γ składa się z więcej niż jednego z opisanych członów (I-III). Jednakże w wielu przypadkach (słowo „przypadek” odnosi się w tym momencie do różnych metod elektromagnetycznych stosowanych w geofizyce) jeden z członów będzie dominował, a przez to determinował charakter propagacji pola. Będzie to człon, którego charakterystyczna długość (λ, l, δ) będzie najmniejsza. Gdy $l \ll \delta, \lambda$, wtedy znajdujemy się w domenie metod

określanych jako „elektrooporówka” oraz Slingram (przypadek I). W drugim przypadku (II), gdy $\delta \ll \lambda, l$, znajdujemy się w obszarze metod magnetotellurycznych, gdzie propagacja pola ma charakter dyfuzyjny, a dominującym procesem jest indukcja elektromagnetyczna w stosunkowo dobrze przewodzącym obszarze pod powierzchnią. Natomiast w trzecim przypadku (III), gdy $\lambda \ll \delta, l$, mamy do czynienia z metodą radarową (ang. *Ground Penetrating Radar*). Kwestie mogące wyniknąć z małego λ nie są istotne z punktu widzenia tej pracy i nie będą dalej rozważane.

Natomiast pytanie, czy warunek $\delta \ll l$, jest spełniony, ma tutaj kluczowe znaczenie. Warunek ten nazywany jest warunkiem przestrzeni dalekiej (ang. *far-field condition*, termin pochodzi z dziedziny promieniowania dipola elektromagnetycznego), wzbudzeniem przez jednorodne pole (ang. *homogeneous incitation*) lub założeniem fali płaskiej (ang. *plane wave assumption*). Oznacza to szczególnie, że czoło padającej fali pola musi być w przybliżeniu liniowe na długości znacznie większej niż głębokość penetracji tych fali, co będzie miało miejsce, gdy źródło pola będzie w wystarczająco dużej odległości. Metody magnetotelluryczne opierają się na tym założeniu. Gdy założenie padającej fali płaskiej jest spełnione, propagacja pola w Ziemi będzie niezależna od geometrii pola źródłowego (ponieważ l można pominąć). To sprawia, że analiza i modelowanie danych upraszczają się, ponieważ wielkości uzyskane z surowych danych (nazywane funkcjami przejścia, opisanymi w sekcji 1.2.3) zależą tylko od częstotliwości i przewodnictwa.

1.2.3 Funkcje przejścia

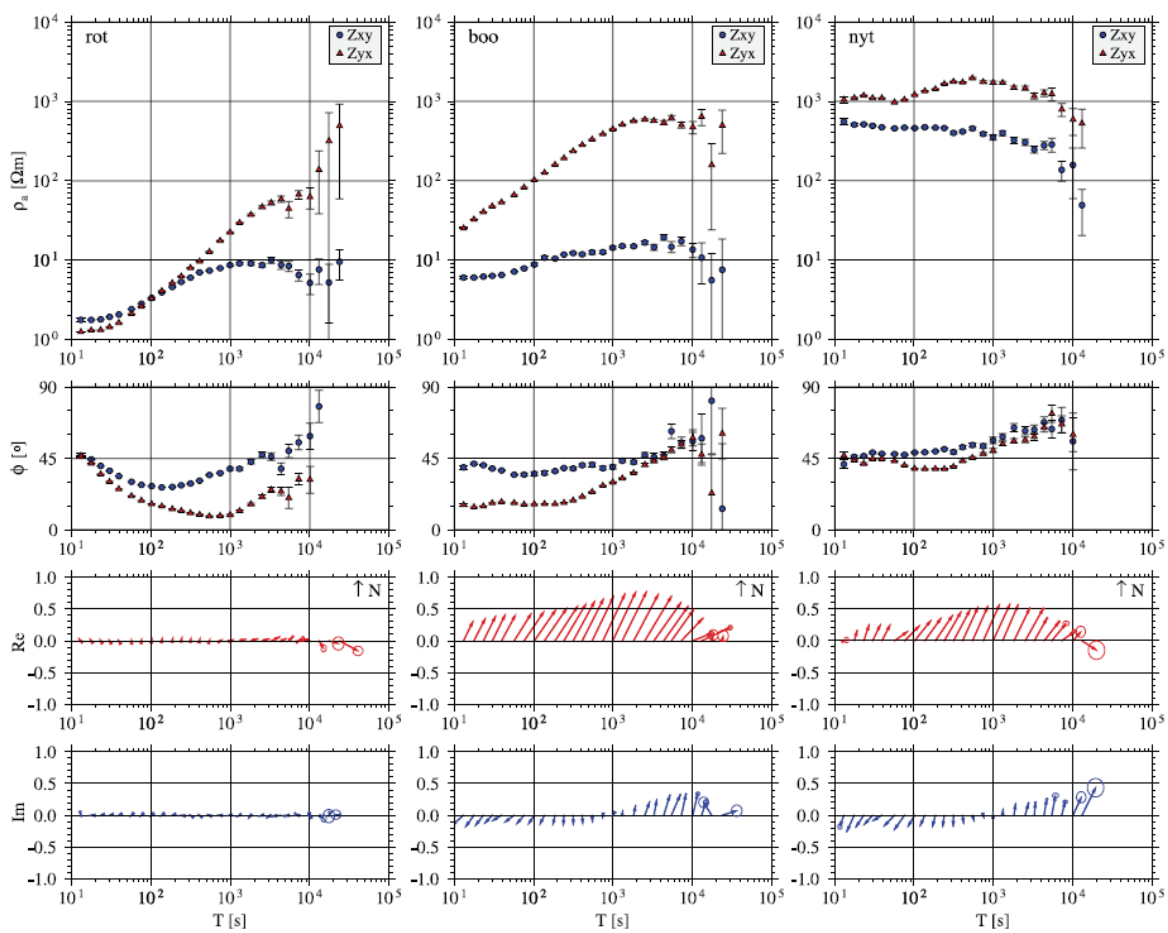
Funkcje przejścia są to funkcje zespolone częstotliwości ω (lub okresu T) zmian pola elektromagnetycznego oraz rozkładu przewodnictwa. Można je policzyć na podstawie składowych pola elektromagnetycznego zmierzonych na powierzchni Ziemi. Do podstawowych funkcji przejścia należą: tensor impedancji ($\mathbf{Z}$) oraz tipper $[A(\omega), B(\omega)]$. Tensor $\mathbf{Z}$ uzyskany jest z poziomych składowych pola elektrycznego $\vec{E}$ i magnetycznego $\vec{H}$ (Równanie 1.18). Tensor $\mathbf{Z}$ przedstawiany jest w postaci krzywych oporności pozornej oraz fazy (przykładowe krzywe przedstawione są na Rysunku 1.2). Tippery są funkcjami przejścia pomiędzy pionową (Z) oraz poziomymi (X, Y) składowymi pola magnetycznego, opisanymi Równaniem 1.19.

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix}, \quad (1.18)$$

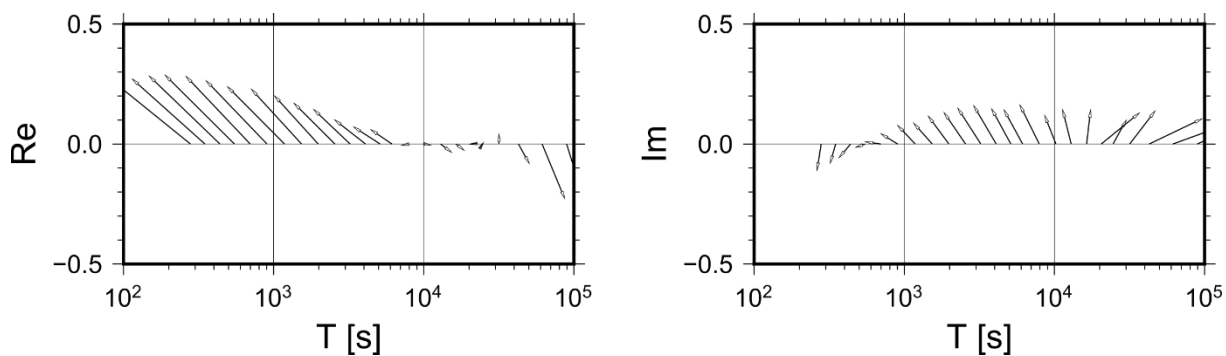
$$Z(\omega) = A(\omega)X(\omega) + B(\omega)Y(\omega), \quad (1.19)$$

dla których $\omega = 2\pi f = 2\pi/T$, gdzie ω to częstotliwość kołowa, f to częstotliwość, a T to okres.

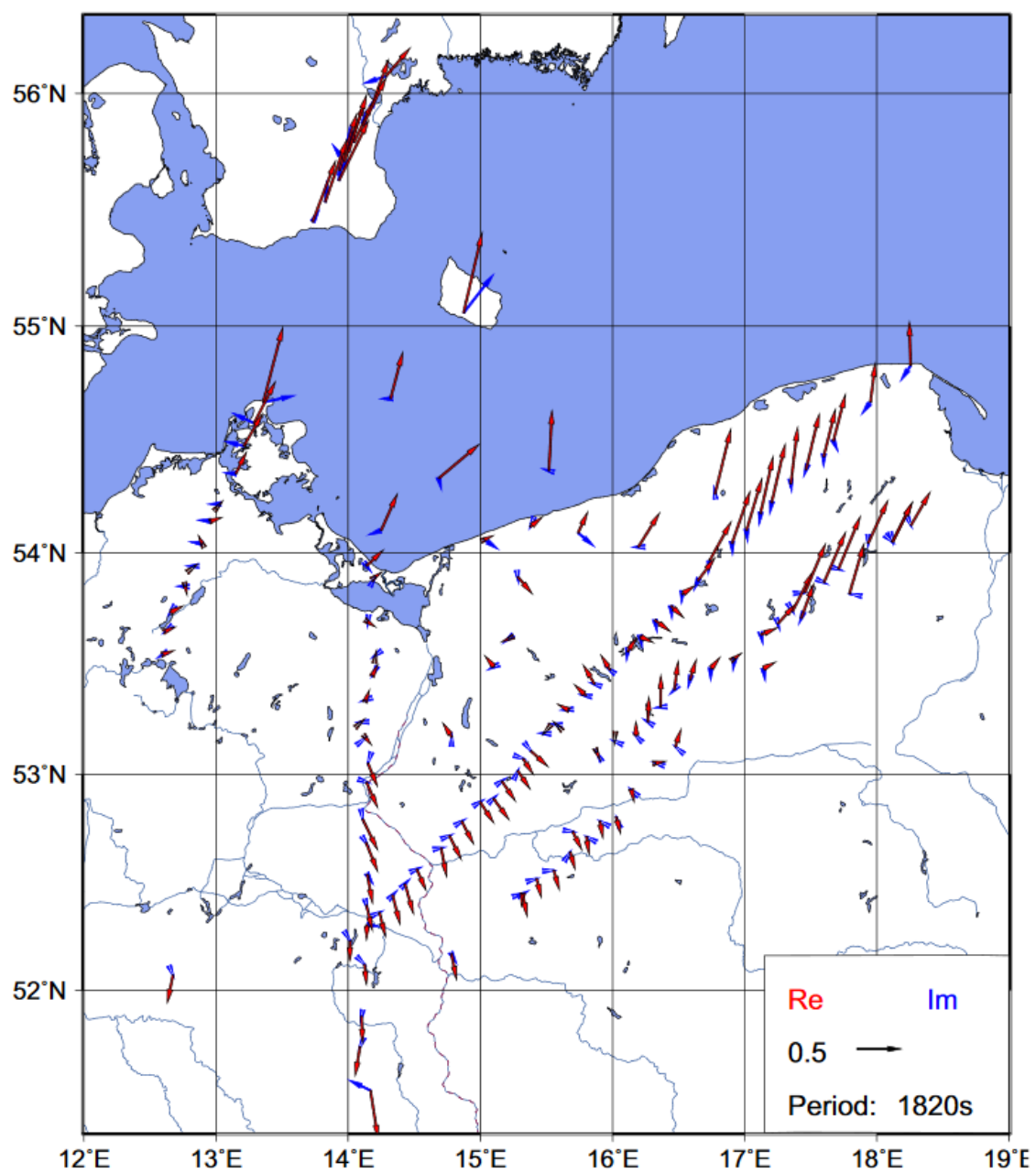
Tippery są przestawione w postaci wektorów indukcyjnych. Są to wektory o składowej rzeczywistej oraz urojonej zależne od okresu T [przykładowe wektory indukcyjne dla stacji OTT (Ottawa) przedstawia Rysunek 1.3]. Przedstawiają one zmiany przewodnictwa w badanym ośrodku. Naniesione na mapę pokazują w jakich kierunkach zmienia się rozkład przewodnictwa, pomagając zlokalizować dobrze przewodzące struktury, ponieważ zorientowane są prostopadle do przewodnika i wskazują w kierunku od niego (przykład na Rysunku 1.4). Na podstawie funkcji przejścia można uzyskać model rozkładu przewodności σ lub oporności $\rho = 1/\sigma$ w głąb Ziemi. Na Rysunku 1.5 przedstawiono przykładowe modele dwuwymiarowe (2D) dla szeregu stacji umieszczonych na profilach na Pomorzu, opisane w pracy (Ernst, et al., 2008). Interpretując wartości oporności za pomocą znanych charakterystycznych wartości oporności dla różnych typów skał (Rysunek 1.1), można określić budowę geologiczną badanego obszaru.



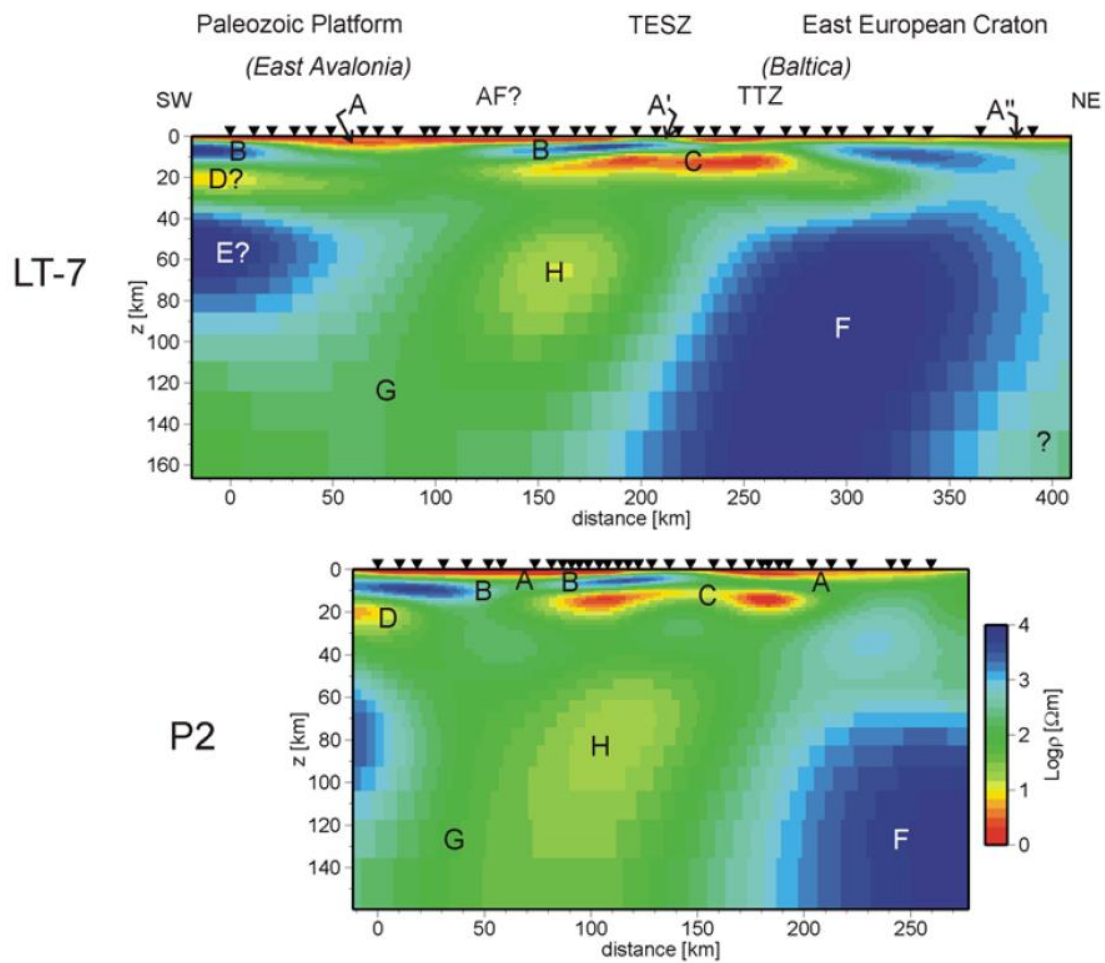
Rysunek 1.2 Przykładowe funkcje przejścia dla trzech stacji: górny panel to oporność pozorna, drugi to fazy, trzeci to składowa rzeczywista wektorów indukcyjnych, a czwarty panel to składowa urojona wektorów indukcyjnych; wg (Schäfer, et al., 2011).



Rysunek 1.3 Przykładowe wektory indukcyjne dla stacji Ottawa. Lewy wykres przedstawia część rzeczywistą, a prawy urojoną wektorów indukcyjnych. Na osi poziomej są wartości okresu T w sekundach.



Rysunek 1.4 Przykładowa mapa z naniesionymi wektorami indukcyjnymi dla jednego okresu, wg. (Neska, et al., 2008).

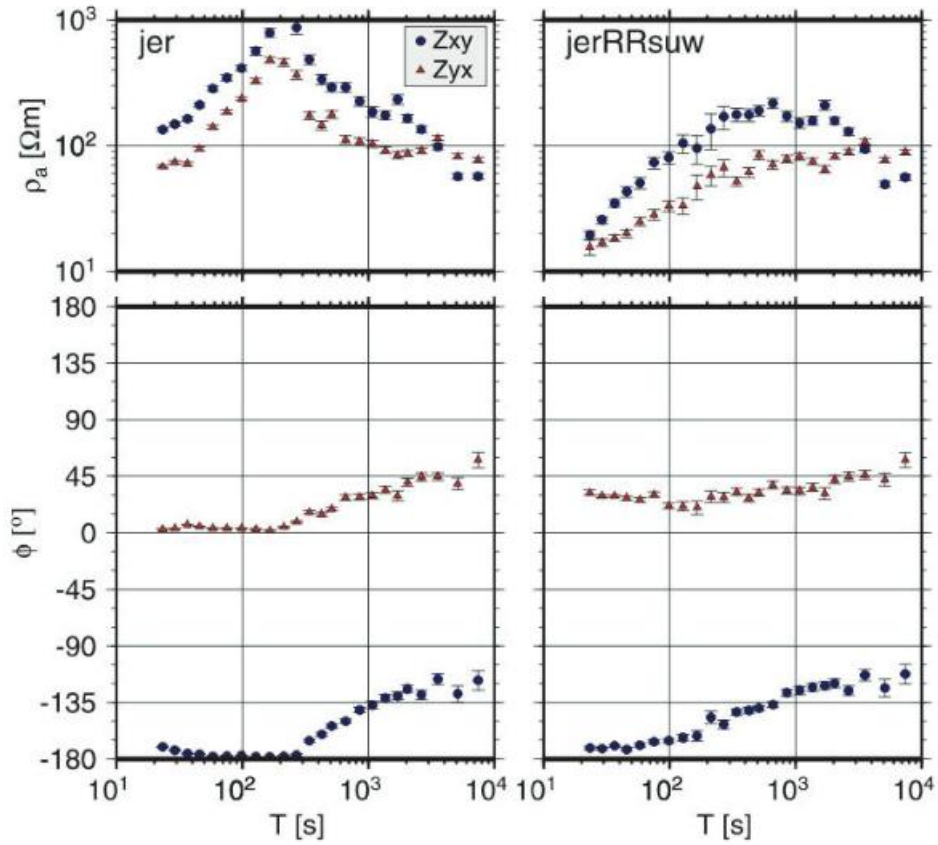


Rysunek 1.5 Przykładowe modele dwuwymiarowe oporności elektrycznej, wg. (Ernst, et al., 2008).

1.2.4 Złamanie warunku fali płaskiej – efekty źródłowe

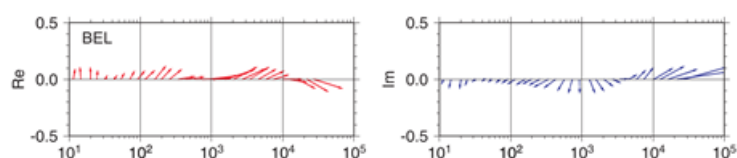
Jak pokazano w poprzedniej sekcji 1.2.3, funkcje przejścia są tworzone z surowych danych w stosunkowo prosty sposób. Pokazują one bezpośrednio podstawowe własności rozkładu przewodnictwa poniżej wybranego punktu pomiarowego. Należy podkreślić, że wymienione zalety funkcji przejścia istnieją tylko wtedy, gdy założenie padającej fali płaskiej jest spełnione. W przeciwnym wypadku cechy wskazujące na geometrię źródła sygnału będą pojawiać się w funkcjach przejścia, które nie będą wtedy zależeć wyłącznie od przewodnictwa i częstotliwości. Teoria dotycząca tego zagadnienia została przedstawiona w sekcji 1.2.2. W tym rozdziale zostaną zaprezentowane znane z literatury, praktyczne konsekwencje złamania warunku dalekiej przestrzeni.

Powszechnie znanym problemem w magnetotelluryce jest złamanie warunku dalekiego pola przez sztuczny (antropogeniczny) szum pochodzący ze źródeł w otoczeniu stacji pomiarowej. Dobrze zbadanym przykładem takiego szumu są zelektryfikowane koleje napędzane prądem stałym (DC). Ten problem został opisany w wielu publikacjach [(Larsen, et al., 1996); (Neska, et al., 2013); (Oettinger, et al., 2001); (Padua, et al., 2002); (Schäfer, et al., 2011)]. Funkcje przejścia (zarówno tensory impedancji, jak i tippery) uzyskane ze stacji pomiarowych znajdujących się w zasięgu wpływu sygnału pochodzącego z kolejowego prądu stałego wykazują cechy charakterystyczne dla zbyt bliskiego źródła sygnału. Można na podstawie charakterystycznych cech wyciągnąć wnioski dotyczące odległości pomiędzy stacją pomiarową a koleją, kierunkiem, w którym się znajduje i w którym przebiega trasa kolejowa. Wspomniane charakterystyczne cechy to: nienaturalnie długie wektory indukcyjne, których składowe rzeczywiste wskazują w kierunku kolei, gdy wektory są zbudowane według konwencji Wiese'a [(Wiese, 1962)], krzywe oporności pozornej rosnące pod kątem 45° , gdy są naniesione na wykres w równoodległościowym układzie log-log, a fazy są zbliżone do 0 lub 180° . Przedział okresów wykazujący takie cechy niesie informacje na temat odległości od źródła zakłóceń (kolei). Przykład takiej „kolejowej funkcji przejścia” pokazany jest na Rysunku 1.6.

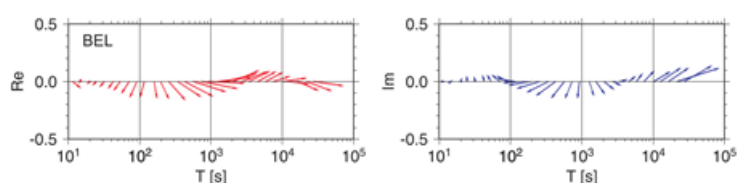


Rysunek 1.6 Lewa strona: krzywe oporności pozornej (górny panel) i fazy (dolny panel), stacji MT będącej pod wpływem szumu kolejowego. Typowe efekty źródłowe są widoczne dla okresów poniżej 300 sekund (por. tekst). Prawa strona: te same funkcje przejścia po korekcji wg. (Neska, 2016).

Niestety, informacje na temat rozkładu przewodnictwa pod powierzchnią nie mogą być uzyskane z takich, zależnych od źródła sygnału, funkcji przejścia w sposób, na którym opiera się metoda magnetotelluryczna. Opracowano szereg metod przetwarzania danych oraz przetwarzania wstępnego, aby zapobiec efektowi szumu, pochodzącego ze sztucznych źródeł na funkcje przejścia w magnetotelluryce [(Gamble, et al., 1979); (Gamble, et al., 1979); (Oettinger, et al., 2001); (Larsen, et al., 1996); (Schäfer, et al., 2011)]. Przykład wektorów indukcyjnych przed korekcją przedstawia Rysunek 1.7, a po korekcji Rysunek 1.8.



Rysunek 1.7 Przykładowe wektory indukcyjne uzyskane dla obserwatorium w Belsku, będące pod wpływem linii kolejowej w odległości około 14 km. przed korektą, wg. (Neska, et al., 2013).



Rysunek 1.8 Przykładowe wektory indukcyjne uzyskane dla obserwatorium w Belsku, będące pod wpływem linii kolejowej w odległości około 14 km. po korekcie, wg. (Neska, et al., 2013).

Drugim rodzajem efektów źródłowych, które nie spełniają warunku dalekiego pola, są sygnały elektromagnetyczne pochodzenia naturalnego. Od dawna wiadomo, że układ prądów jonosferycznych stanowi źródło sygnałów problematycznych w badaniach magnetotellurycznych. Równikowy prąd [ang. *equatorial electrojet (EEJ)*] jest lokalnie skoncentrowanym prądem jonosferycznym, płynącym wzdłuż równika po nasłonecznionej stronie Ziemi, który zaburza funkcje przejścia w magnetotelluryce, uzyskane ze stacji położonych pod nim [(Padilha, et al., 2017); (Vassal, et al., 1998)]. Polarne prądy (ang. *polar/auroral electrojets*) są podobnymi, lecz bardziej skomplikowanymi układami prądów jonosferycznych, zlokalizowanymi w wysokich szerokościach geograficznych, zwanych strefami zórz polarnych, które utrudniają prowadzenie badań magnetyotellurycznych w tych rejonach [(Selway, et al., 2020); (Hill, 2019) – wraz z cytowanymi tam pracami]. Dodatkowo niektóre rezonanse linii stałego pola geomagnetycznego (ang. *field line resonances*) są źródłem sygnałów, które są przestrzennie niejednorodne i nie spełniają założenia fali płaskiej, co w szczególności zależy od częstotliwości tych sygnałów oraz rozkładu przewodnictwa pod powierzchnią [(Egbert, et al., 2000); (Neska, et al., 2018); (Pilipenko & Fedorov, 1993)].

Typowy sposób identyfikacji efektów źródłowych (tj. identyfikacji śladów złamania warunku fali płaskiej w badanych funkcjach przejścia) pochodzenia naturalnego jest inny niż w przypadku sygnałów pochodzenia sztucznego (antropogenicznego). W tym podejściu niezbędne są długookresowe dane pozyskane ze stacji monitoringu lub obserwatoriów geomagnetycznych. Przy badaniu funkcji przejścia dla danych z tej samej stacji, ale z różnych przedziałów czasowych, widoczne jest czasami, że uzyskiwane funkcje przejścia różnią się od siebie. Taki efekt może być pożądanym przy monitorowaniu, gdy spodziewamy się zmian w rozkładzie przewodnictwa, a tym samym uzyskiwanych funkcji przejścia badanego obszaru. Tak było w przypadku eksperymentu w aktywnym tektonicznie rejonie Andów, opisanego w pracy [(Brändlein, et al., 2012)]. Jednakże okazało się, że charakter zmian wektorów indukcyjnych był bardziej sezonowy, a nie skorelowany z trzęsieniami ziemi. Podobny efekt zmian sezonowych widocznych w wektorach indukcyjnych został zaobserwowany w rejonach nieaktywnych tektonicznie [(Araya Vargas & Ritter, 2015)], a nawet w średnich szerokościach geograficznych dalekich od efektów związanych z prądami jonosferycznymi [(Ernst, et al., 2020)]. W szczególności zostało opisane, że wektory indukcyjne pozyskane dla danych z sezonów letnich mają większą rzeczywistą składową w kierunku północnym X niż dla danych z sezonów zimowych i że zjawisko to rośnie w pewien sposób wraz z szerokością geograficzną.

1.2.5 Potrzeba badania sygnałów źródłowych

Wyprowadzanie funkcji przejścia z sygnałów, które nie spełniają założenia padającej fali płaskiej, oznacza, że funkcje te będą zniekształcone, ponieważ będą zależały od właściwości źródła, a nie jedynie od rozkładu przewodnictwa. Jeśli tak zaburzone funkcje przejścia pozostaną niezauważone w dalszej analizie, tj. w trakcie inwersji w celu uzyskania modelu rozkładu przewodnictwa w badanym obszarze, to model ten także będzie w pewnym stopniu zaburzony, co niesie ze sobą ryzyko jego błędnej interpretacji. Z tego powodu osoba wykonująca badania MT musi być świadoma istnienia problemu efektów źródłowych. Dotyczy to zwłaszcza badań w regionach, w których mechanizmy generowania bliskich efektów źródłowych są dominujące (strefy równikowe i okołobiegunowe).

Z drugiej strony, jak pokazują ostatnie badania, efekty źródłowe są bardziej powszechne, niż zakładano. Jest to powód do badania efektów źródłowych nie tylko w rejonach „zagrożonych”. Znajomość rozkładu przestrzennego i ich czasowego występowania może pozwolić zrozumieć jak, kiedy i gdzie są generowane, co z kolei umożliwi wskazanie sposobu na to, jak uniknąć niepożądanych efektów w funkcjach przejścia. Intencją tej pracy jest wniesienie wkładu w to zadanie.

1.3 CEL I PODZIAŁ PRACY

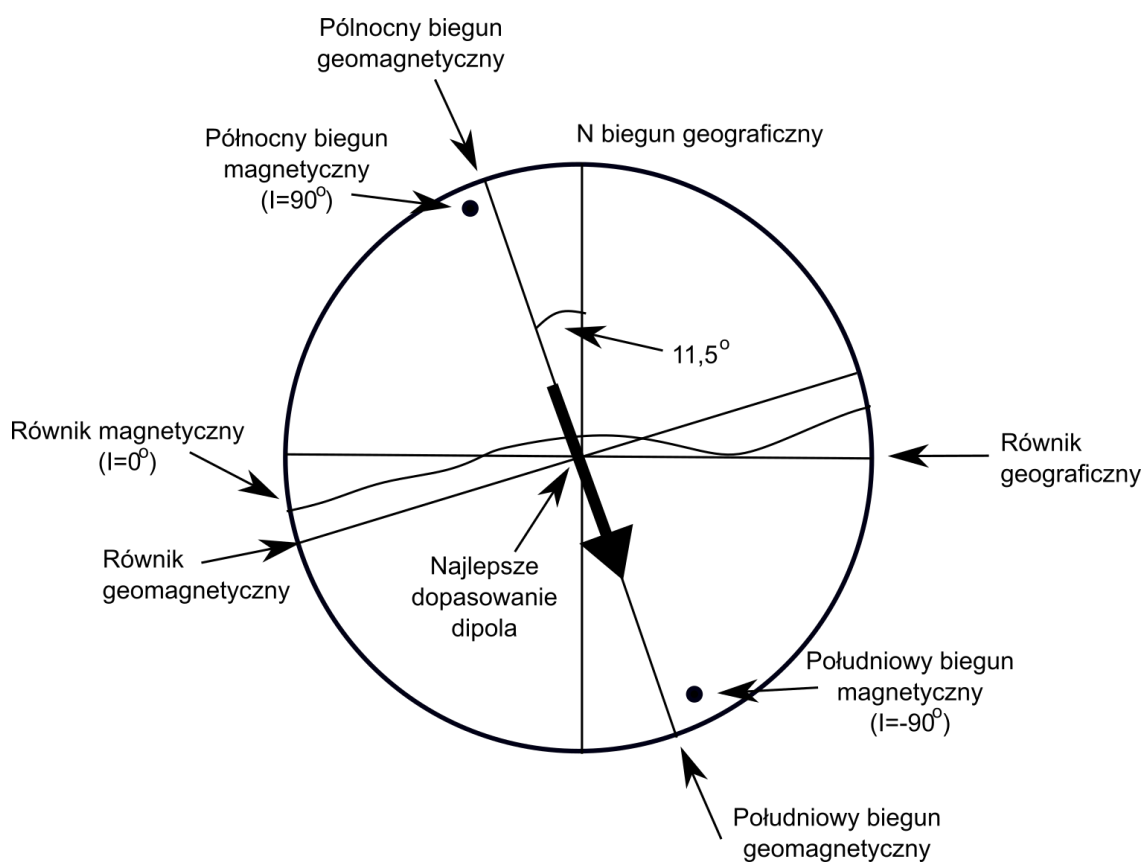
Celem niniejszej pracy jest znalezienie efektów źródłowych w wektorach indukcyjnych, które są funkcjami przejścia otrzymanymi w metodzie głębokiego sondowania geomagnetycznego. Rozkład przestrzenny i czasowy występowania tych efektów źródłowych zostanie przeanalizowany i zinterpretowany. W tym celu wykorzystane będą długoterminowe dane pochodzące z obserwatoriów geomagnetycznych, opisane szczegółowo w Rozdziale 2. Analiza polega na przetwarzaniu poszczególnych fragmentów szeregów czasowych, wyselekcjonowanych i zestawionych według określonych kryteriów, takich jak pora roku (lato – zima), poziom aktywności geomagnetycznej (faza cyklu słonecznego), a także równoczesne występowanie zjawisk mogących wpływać na źródła (zorze polarne). Widoczne różnice w wektorach indukcyjnych uzyskanych dla różnych przedziałów czasowych dla tego samego obserwatorium wskazują na efekty źródłowe. Metodę zastosowanej analizy zaprezentowano w Rozdziale 3. Wyniki rozkładu efektów źródłowych wraz z próbą ich interpretacji przedstawiono w Rozdziale 4. Rozdział 5 zawiera wnioski, podsumowanie i perspektywę dalszych badań.

2 DANE

W tej pracy wykorzystano różnego rodzaju dane z publicznie dostępnych infrastruktur badawczych. Niniejszy rozdział przedstawia te dane.

2.1 DANE GEOMAGNETYCZNE

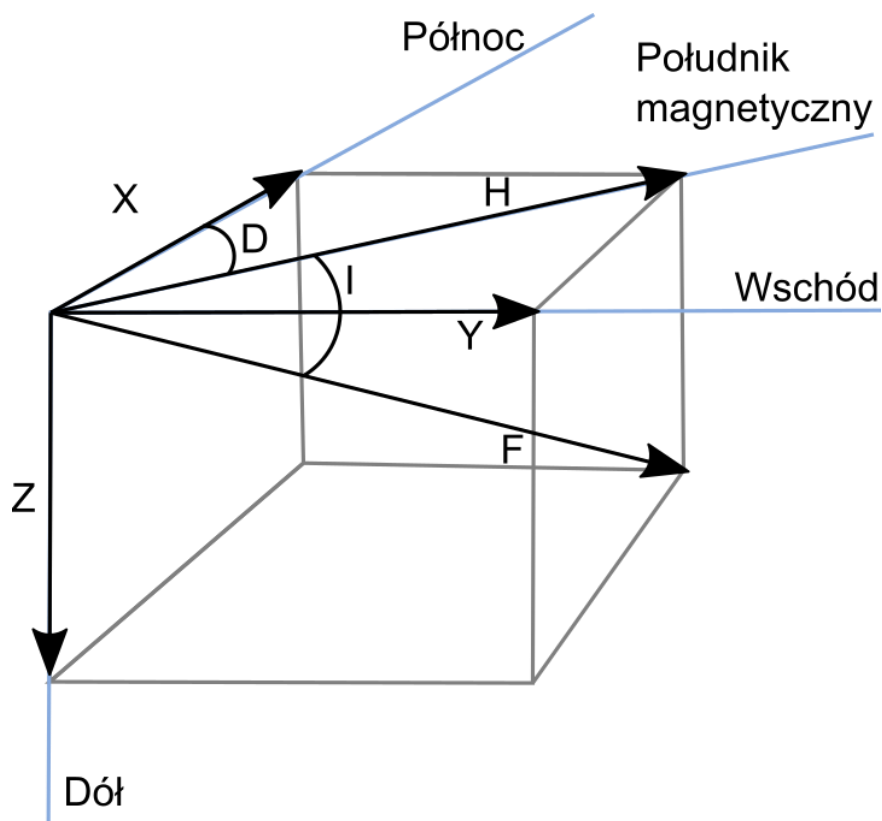
Ziemskie pole magnetyczne jest polem zmiennym występującym naturalnie wewnątrz Ziemi, wokół jej powierzchni oraz rozciągającym się na odległość kilkudziesięciu tysięcy kilometrów, tworząc magnetosferę. Na powierzchni Ziemi pole to może być w przybliżeniu opisane polem dipola magnetycznego o osi zbliżonej do osi obrotu Ziemi. Odchylenie osi biegunów magnetycznych od osi obrotu Ziemi jest zmienne, obecnie tworzy kąt około 10 stopni, co zostało schematycznie przedstawione na Rysunku 2.1 [wg. (Butler, 1992)].



Rysunek 2.1 Elementy ziemskiego pola magnetycznego, wg. (Butler, 1992), zmienione.

Pomiarów ziemskiego pola magnetycznego można dokonać w każdym punkcie na powierzchni Ziemi poprzez określenie wektora całkowitego natężenia pola magnetycznego $\mathbf{F}$, wyznaczając jego kierunek i moduł. Wektor ten można określić, podając jego składowe w układzie kartezjańskim (składowe: X, Y, Z), w układzie sferycznym (składowe: F, D, I) lub w układzie cylindrycznym (składowe: H, D, Z). Zależności pomiędzy tymi składowymi przedstawia Rysunek 2.2 [(Butler, 1992); (Westphal, 1993); (Welker, 2013)]. Składowe te definiuje się następująco:

- X – składowa północna, skierowana na północ geograficzną;
- Y – składowa wschodnia, skierowana prostopadle do składowej X , o wartościach dodatnich w kierunku wschodnim, a ujemnych w kierunku zachodnim;
- Z – składowa pionowa, skierowana do środka Ziemi;
- D – deklinacja magnetyczna będąca kątem pomiędzy płaszczyzną południka magnetycznego i południka geograficznego;
- I – inklinacja magnetyczna będąca kątem pomiędzy wektorem natężenia pola magnetycznego oraz płaszczyzną poziomą (lokalnie styczną do powierzchni Ziemi), przyjmuje wartości dodatnie, gdy wektor natężenia pola $\mathbf{F}$ jest skierowany do środka Ziemi, a wartości ujemne gdy jest skierowany przeciwnie;
- H – składowa horyzontalna, skierowana w kierunku północnego bieguna magnetycznego;
- F (czasem oznaczany T) – moduł wartości natężenia wektora $\mathbf{F}$.



Rysunek 2.2 Rozkład wektora całkowitego natężenia pola magnetycznego na składowe, wg. (Butler, 1992), zmienione.

Pomiarów natężenia pola magnetycznego można dokonać, stosując dowolny układ współrzędnych. Stałe obserwatoria geomagnetyczne najczęściej dokonują pomiarów i udostępniają dane w układzie kartezjańskim lub cylindrycznym. Przekształcenie danych pomiędzy różnymi układami współrzędnych wymaga zastosowania prostych przekształceń matematycznych opisanych Równaniami 2.1 – 2.6:

$$Y = H \sin D, \quad (2.1)$$

$$X = H \cos D, \quad (2.2)$$

$$H^2 = X^2 + Y^2, \quad (2.3)$$

$$F^2 = H^2 + Z^2 = Y^2 + X^2 + Z^2, \quad (2.4)$$

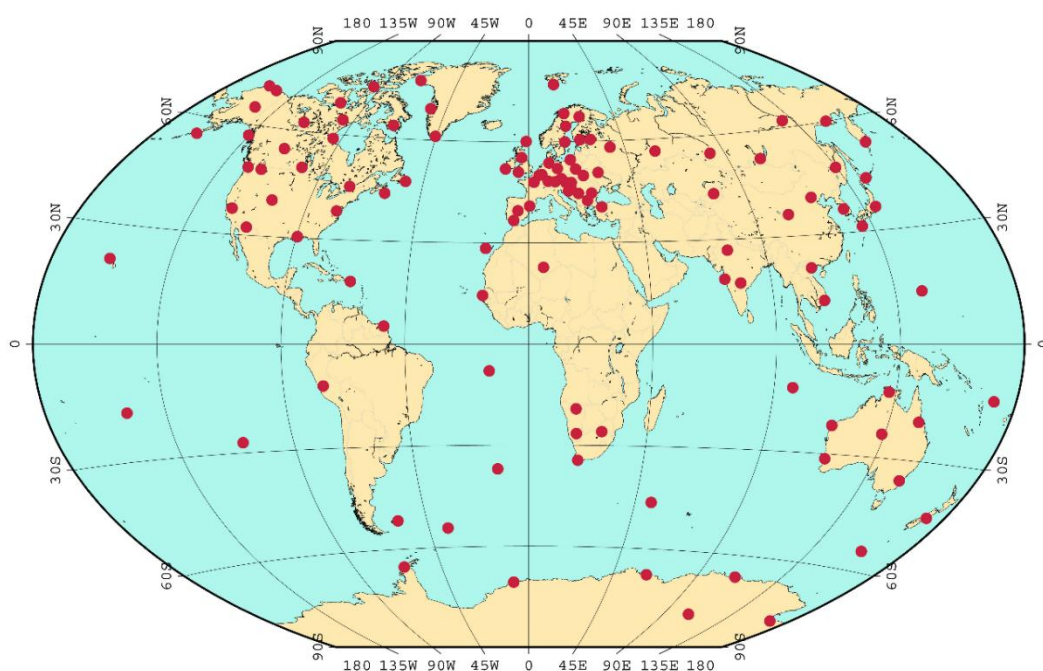
$$H = F \cos I, \quad (2.5)$$

$$Z = F \sin I = H \tan I. \quad (2.6)$$

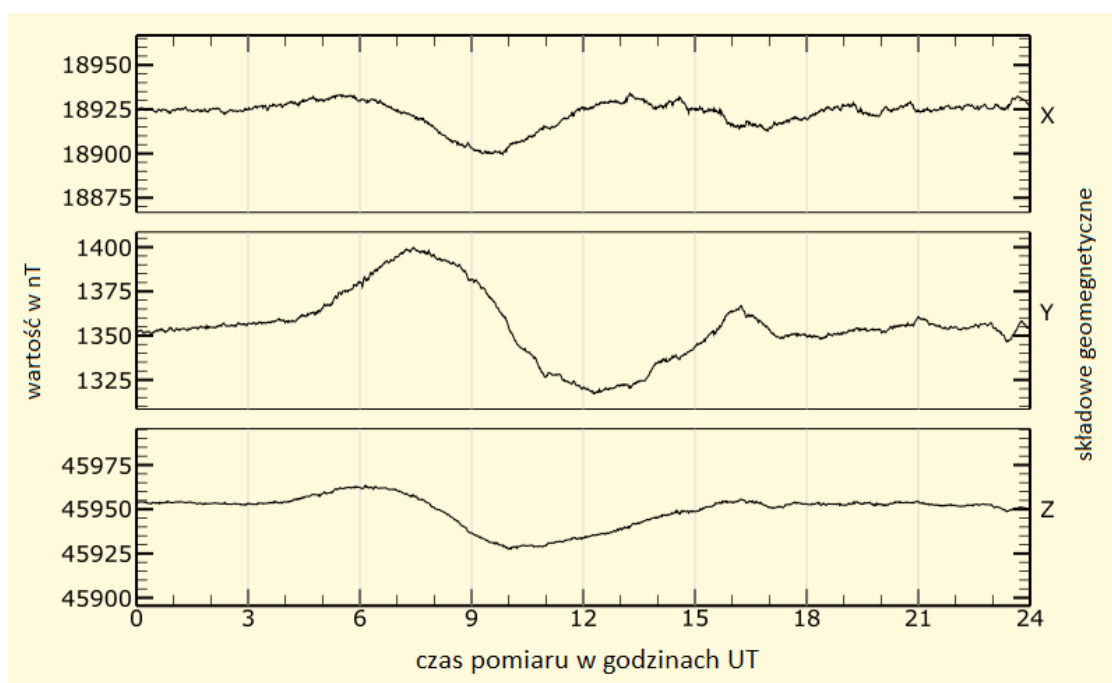
2.2 SIEĆ OBSERWATORIÓW GEOMAGNETYCZNYCH INTERMAGNET

Pierwsze obserwatoria geomagnetyczne powstały na początku XIX wieku. Wraz z rozwojem nauki i technologii pomiary geomagnetyczne zostały od tego czasu znacznie udoskonalone, przechodząc drogę od prostych obserwacji ziemskiego pola magnetycznego do częściowo automatycznych pomiarów oraz udostępniania ich w czasie rzeczywistym [(Love, 2008)]. Umożliwienie wymiany danych i wykorzystania ich do prowadzenia wysokiej jakości badań naukowych wymaga, aby obserwatoria geomagnetyczne podlegały wysokim standardom wykonywania pomiarów i udostępniały dane w określonym formacie. W tym celu pod koniec lat 80-tych XX wieku powstała inicjatywa sieci obserwatoriów INTERMAGNET [(Jankowski & Sucksdorff, 1996); (Love & Chulliat, 2013)].

Sieć obserwatoriów INTERMAGNET (ang. *International Real-Time Magnetic Observatory Network*) jest konsorcjum zrzeszającym instytuty geofizyczne z całego świata. Instytuty te współpracują w celu rozwoju infrastruktury do wymiany danych oraz rozwoju metod analizy danych, a także zwiększenia obszarów objętych obserwacjami geomagnetycznymi [(Love & Chulliat, 2013)]. Obecnie w konsorcjum INTERMAGNET zrzeszonych jest ponad 57 instytutów z 40 krajów nadzorujących pracę ponad 150 obserwatoriów geomagnetycznych (ich lokalizację przedstawia Rysunek 2.3). Obserwatoria te prowadzą pomiary składowych wektora pola magnetycznego, a następnie udostępniają je w czasie quasi-rzeczywistym w postaci średnich 1-minutowych danych dwóch typów. Pierwszym typem są dane tzw. „wstępne”, czyli dane, które zostały automatycznie zmierzone i wysłane, dostępne są poprzez stronę sieci INTERMAGNET w ciągu 72 godzin. Drugim typem danych są tzw. dane typu „definitive”, czyli dane wstępne uzupełnione o tzw. dane „baz” z ręcznie wykonanych co kilka dni pomiarów absolutnych. Przykładowy magnetogram dla jednego z obserwatoriów geomagnetycznych przedstawia Rysunek 2.4. Sieć obserwatoriów INTERMAGNET nadzoruje proces kontroli jakości oraz publikuje dane certyfikowane od 1991 roku [(Jankowski & Sucksdorff, 1996); (Love & Chulliat, 2013)].



Rysunek 2.3 Rozmieszczenie obserwatoriów zrzeszonych w sieci INTERMAGNET.



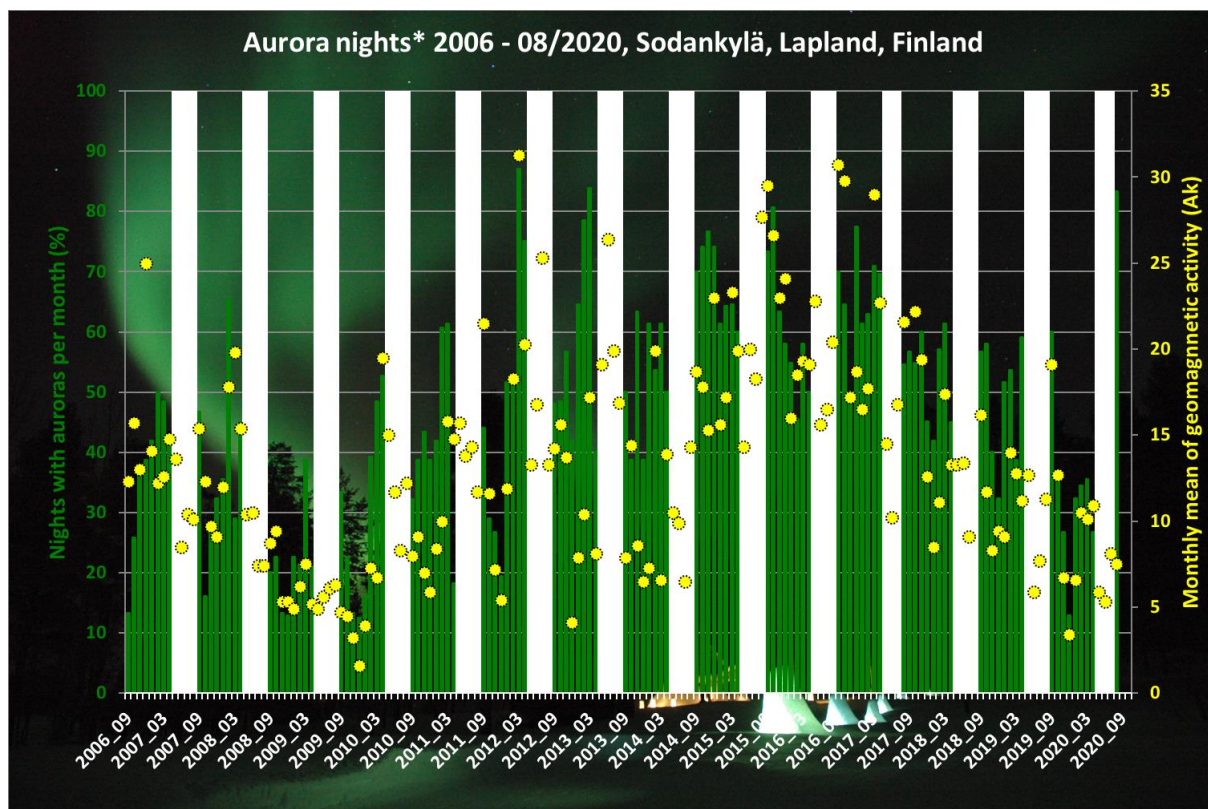
Rysunek 2.4 Przykładowy magnetogram dla stacji Belsk z dnia 26.03.2000.

2.3 ZAPIS ZÓRZ POLARNYCH W OBSERWATORIUM SODANKYLÄ

Obserwatorium geofizyczne w miejscowości Sodankylä w Finlandii prowadzi pomiary geofizyczne od roku 1914. Do prowadzonych obecnie pomiarów należą m.in.: pomiary składowych pola magnetycznego, pomiary promieniowania kosmicznego, sondowania jonosferyczne, pomiary pulsacji magnetycznej oraz obserwacje zórz polarnych.

Obserwacje zórz polarnych w stacji Sodankylä prowadzone są od listopada 2000 roku przy użyciu kamer All-Sky iCCD. Zapis ten prowadzony jest w formie filmu 1-minutowej rozdzielczości dla każdej nocy obserwacyjnej. Sezon obserwacyjny trwa od około 20 sierpnia do około 20 kwietnia każdego roku. Każda noc pomiarowa, w trakcie której zostanie zarejestrowana zorza polarna, liczona jest jako noc z zorzą polarną, a następnie przedstawiana jest procentowa liczba nocy z zorzami polarnymi w danym miesiącu (wyniki uzyskane dla lat 2006 – 2020 z obserwatorium Sodankylä przedstawia Rysunek 2.5).

Dane pozyskane z obserwacji zórz polarnych pozwalają określić, w których dniach i miesiącach miała miejsce wysoka aktywność zorzowa, co wiąże się ze zwiększonym występowaniem prądów jonosferycznych.



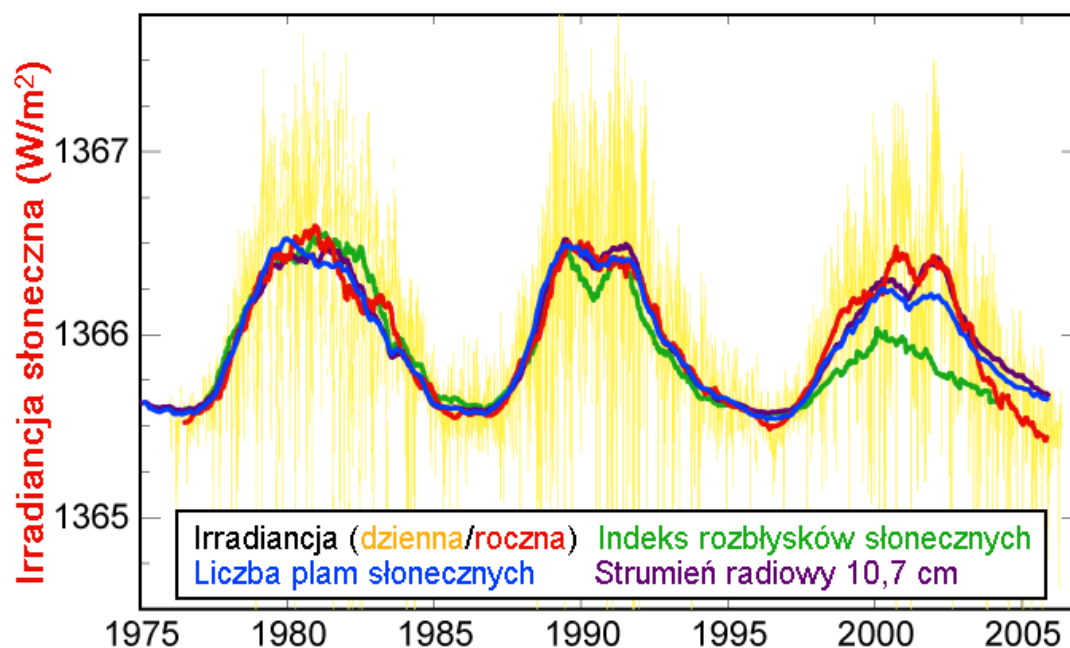
Rysunek 2.5 Liczba nocy z zarejestrowanymi zorzami polarnymi w obserwatorium Sodankylä, wg. <https://www.sgo.fi/Data/AllSky/allskyData.php>

2.4 DANE DOTYCZĄCE AKTYWNOŚCI SŁONECZNEJ

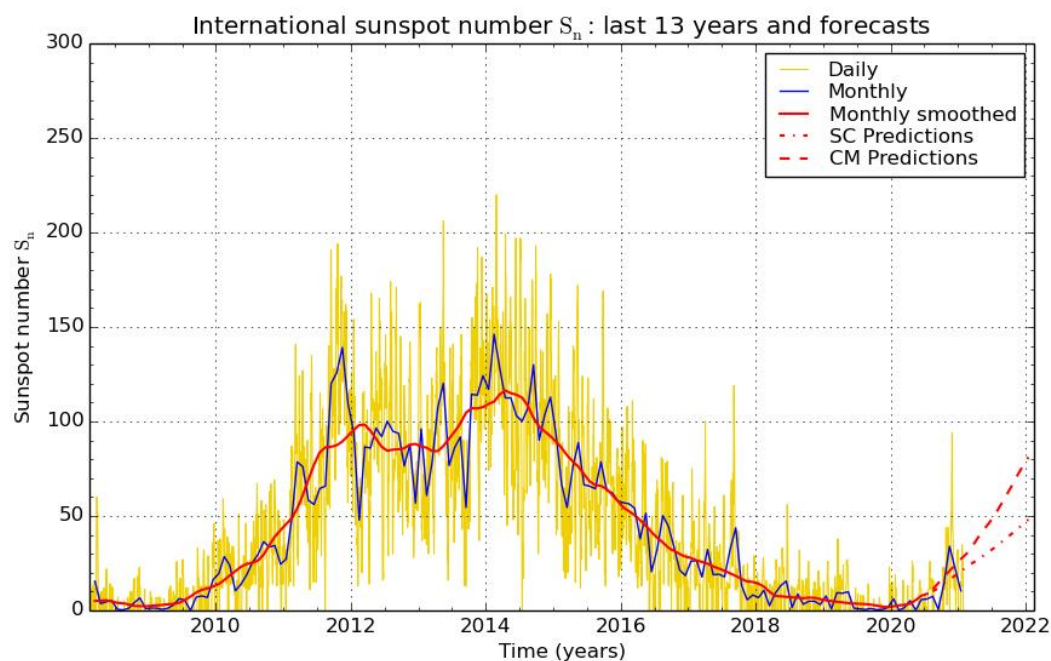
Słońce emituje promieniowanie elektromagnetyczne oraz strumień cząstek w postaci wiatru słonecznego, które kształtują pogodę kosmiczną, a także mogą oddziaływać z ziemską magnetosferą. Aktywność procesów zachodzących na Słońcu, nazywana aktywnością słoneczną, podlega quasi-okresowym zmianom w czasie. Zwiększenie aktywności słonecznej w postaci rozbłysku, a zwłaszcza koronalnych wyrzutów masy (ang. *coronal mass ejection*), ma duży wpływ na ziemskie pole magnetyczne. Koronalne wyrzuty masy w kontakcie z ziemską magnetosferą powodują powstawanie zórz polarnych oraz burz magnetycznych, będących widoczną zmianą kierunku i natężenia części zmiennej pola geomagnetycznego Ziemi, które mogą powodować zaburzenia funkcjonowania sieci elektrycznej oraz systemów lokalizacji [(Kelbert, 2020)].

Aktywność słoneczna podlega cyklicznym zmianom. Mierzona jest za pomocą parametrów, takich jak m.in.: irradiancja, liczba plam słonecznych, indeks rozbłysków słonecznych oraz strumień radiowy 10,7 cm (dane dla lat 1976-2005 przedstawione są na Rysunku 2.6). Cykle słoneczne, trwające średnio około 11 lat, rozpoczynają się w trakcie minimum aktywności słonecznej, następnie aktywność słoneczna wzrasta przez około 3-5 lat do maksimum danego cyklu, a potem przez 6-7 lat spada, aż do rozpoczęcia następnego cyklu. W trakcie wyższej aktywności słonecznej liczba obserwowanych na Słońcu plam słonecznych także jest wyższa. Dlatego jednym z podstawowych parametrów określających aktywność słoneczną jest Total Sunspot Number określający liczbę aktywnych plam słonecznych (dane dla lat 2008-2021 przedstawia Rysunek 2.7).

Cykle aktywności słonecznej



Rysunek 2.6 Aktywność słoneczna w latach 1976-2005, wg. <https://pl.wikipedia.org/>



SILSO graphics (<http://sidc.be/silso>) Royal Observatory of Belgium 2021 February 1

Rysunek 2.7 Wartość Total Sunspot Number, wg. <http://www.sidc.be/silso/>

2.5 WYKORZYSTANE DANE

W pracy wykorzystane zostały dane pomiarowe z obserwatoriów geomagnetycznych sieci INTERMAGNET(www.intermagnet.org). Wykorzystano dane pomiarowe z 30 obserwatoriów zlokalizowanych na całym świecie. Obserwatoria zostały tak dobrane, aby dane z nich zebrane reprezentowały dane z różnych szerokości geomagnetycznych (listę obserwatoriów i ich położenie przedstawia Tabela 2.1). Jako przedział czasowy analizowanych danych został wybrany zakres lat 1995-2009, który koresponduje z 23. cyklem słonecznym. Ma to na celu możliwość wykonania korelacji z danymi dotyczącymi aktywności słonecznej w celu zbadania jej jako potencjalnego źródła zmian sezonowych. Wykorzystano także dane pochodzące z obserwacji zórz polarnych w obserwatorium Sodankylä dla badanego przedziału czasowego w celu określenia wpływu aktywności zorzowej na uzyskiwane wyniki. Dodatkowo wykorzystane zostały dane dotyczące aktywności słonecznej wyrażone poprzez wartość monthly Total Sunspot Number (dane pobrane ze strony <http://www.sidc.be/silso>).

Tabela 2.1 - Lokalizacja obserwatoriów geomagnetycznych. (Współrzędne geomagnetyczne pobrane ze strony wdc.kugi.kyotou.ac.jp/igrf/gggm)

Kod stacji	szerokość geograficzna	szerokość geomagnetyczna	długość geograficzna	długość geomagnetyczna	Lokalizacja	Kraj
ABK	68,358	66,04	18,823	114,05	Abisko	Szwecja
BDV	49,08	48,52	14,015	97,71	Budkov	Czechy
BEL	51,837	50,07	20,792	105,21	Belsk	Polska
BFE	55,625	55,22	11,672	98,37	Brorfelde	Dania
BNG	4,333	4,04	18,566	91,9	Bangui	Republika Środkowo-afrykańska
CBB	69,123	76,21	254,969	-53,68	Cambridge Bay	Kanada
CLF	48,025	49,47	2,26	85,78	Chambon-la-Forêt	Francja
CNB	-35,315	-42,04	149,363	-132,56	Canberra	Australia

DRV	-66,667	-73,87	140,007	-129,38	Dumont d'Urville	Francuskie terytoria południowe i antarktyczne
ESK	55,314	57,42	356,794	83,6	Eskdalemuir	Wielka Brytania
EYR	-43,422	-46,64	172,355	-105,93	Eyrewell	Nowa Zelandia
FUR	48,17	48,1	11,28	94,72	Furstenfeldbruck	Niemcy
GHD	69,252	77,88	306,467	33,71	Qeqertarsuaq (Godhavn)	Grenlandia
GNA	-31,78	41,18	115,947	170,29	Gnangara	Australia
GUA	13,59	5,76	144,87	143,5	Guam	Guam
HER	-34,425	-34	19,225	85,27	Hermanus	RPA
HON	21,32	21,65	202	-89,18	Honolulu	USA
KAK	36,232	27,76	140,186	-150,32	Kakioka	Japonia
MBO	14,38	19,59	343,03	58,13	Mbour	Senegal
MEA	54,616	61,17	246,653	-51,89	Meanook	Kanada
MMB	43,91	35,72	144,189	-147,76	Memambetsu	Japonia
NCK	47,633	46,67	16,717	99,76	Nagycenk	Węgry
NGK	52,072	51,64	12,675	97,64	Niemegk	Niemcy
NUR	60,508	57,79	24,655	112,97	Nurmijarvi	Finlandia
OTT	45,403	54,88	284,448	-3,59	Ottawa	Kanada
SIT	57,067	60,21	224,67	-77,69	Sitka	USA
SOD	67,367	63,95	26,663	119,57	Sodankyla	Finlandia
THL	77,483	87,01	290,883	14,84	Qaanaaq (Thule)	Grenlandia
WNG	53,743	53,85	9,073	94,94	Wingst	Niemcy
YKC	62,482	68,62	245,518	-58,23	Yellowknife	Kanada

3 METODYKA BADAŃ

W niniejszej pracy wykorzystano dane pomiarowe z wybranych 30 obserwatoriów (listę współrzędnych wybranych obserwatoriów przedstawia Tabela 2.1) wchodzących w skład sieci pomiarowej INTERMAGNET (www.intermagnet.org). Stacje zostały dobrane w taki sposób, aby reprezentowały możliwie szeroki przedział szerokości geomagnetycznych. Jako przedział czasowy wybrany został zakres lat 1995 - 2009 odpowiadający 23. cyklowi słonecznemu. Wykorzystane zostały dane pomiarowe pochodzące z dwóch sezonów: letniego oraz zimowego. Dane te stanowią średnie 1-minutowe będące zapisem składowych wektora magnetycznego X, Y, Z oraz natężenia pola magnetycznego F.

Dane pozyskane dla każdej z wybranych stacji zostały pogrupowane na dwa sezony: letni (obejmujący dane z miesięcy: czerwiec, lipiec, sierpień) oraz zimowy (obejmujący dane z miesięcy: grudzień, styczeń, luty), oddzielnie dla każdego roku. Na początku dla danych z obydwu sezonów zostały policzone wektory indukcyjne przy użyciu klasycznego podejścia w magnetotelluryce wg. Egberta [(Egbert & Booker, 1986)]. Następnie zostały policzone wektory DIA (Difference Induction Arrows) będące różnicą pomiędzy sezonami letnimi i zimowymi.

3.1 1 ETAP - IDENTYFIKACJA ZMIENNOŚCI SEZONOWEJ

Wektory indukcyjne są reprezentacją funkcji zespolonych, w związku z czym reprezentowane są przez wartości zależne od okresu T , określające składowe rzeczywiste oraz urojone, a także policzone wartości błędów:

- $ReX(T)$ – Wartość składowej rzeczywistej na osi północ-południe, gdzie wartość dodatnia składowej oznacza kierunek północny, a ujemna kierunek południowy.
- $ReY(T)$ – Wartość składowej rzeczywistej na osi wschód-zachód, gdzie wartość dodatnia składowej oznacza kierunek wschodni, a ujemna kierunek zachodni.
- $ImX(T)$ – Wartość składowej urojonej na osi północ-południe, gdzie wartość dodatnia składowej oznacza kierunek północny, a ujemna kierunek południowy.
- $ImY(T)$ – Wartość składowej urojonej na osi wschód-zachód, gdzie wartość dodatnia składowej oznacza kierunek wschodni, a ujemna kierunek zachodni.
- $VarX(T)$ – Wartość błędu na osi północ-południe.
- $VarY(T)$ – Wartość błędu na osi wschód-zachód.

Wartości te policzone zostały dla 24 okresów (T) oscylacji.

Wektory indukcyjne zostały policzone osobno dla danych z sezonów letnich (oznaczanych S) oraz dla danych z sezonów zimowych (oznaczanych W). W związku z czym dla każdej stacji zostały policzone dwa zbiory danych:

- Zbiór wartości dla sezonów letnich oznaczanych w równaniach indeksem górnym S :
 - ReX^S
 - ReY^S
 - ImX^S
 - ImY^S
 - $VarX^S$
 - $VarY^S$

- Zbiór wartości dla sezonów zimowych oznaczanych w równaniach indeksem górnym W :
 - ReX^W
 - ReY^W
 - ImX^W
 - ImY^W
 - $VarX^W$
 - $VarY^W$

W celu zbadania wpływu zmienności sezonowej na otrzymywane w badaniach wektory indukcyjne, w pierwszym etapie policzone zostały wektory DIA (Difference Induction Arrows) (oznaczane jako $D = ReX^D, ReY^D, ImX^D, ImY^D, VarX^D, VarY^D$) dla każdej z wybranych stacji. Wektory DIA (oznaczane w równaniach indeksem górnym D) zostały policzone jako różnica pomiędzy sezonem letnim i zimowym dla każdej stacji za pomocą Równań 3.1 – 3.6.

$$ReX(T)^D = ReX(T)^S - ReX(T)^W, \quad (3.1)$$

$$ReY(T)^D = ReY(T)^S - ReY(T)^W, \quad (3.2)$$

$$ImX(T)^D = ImX(T)^S - ImX(T)^W, \quad (3.3)$$

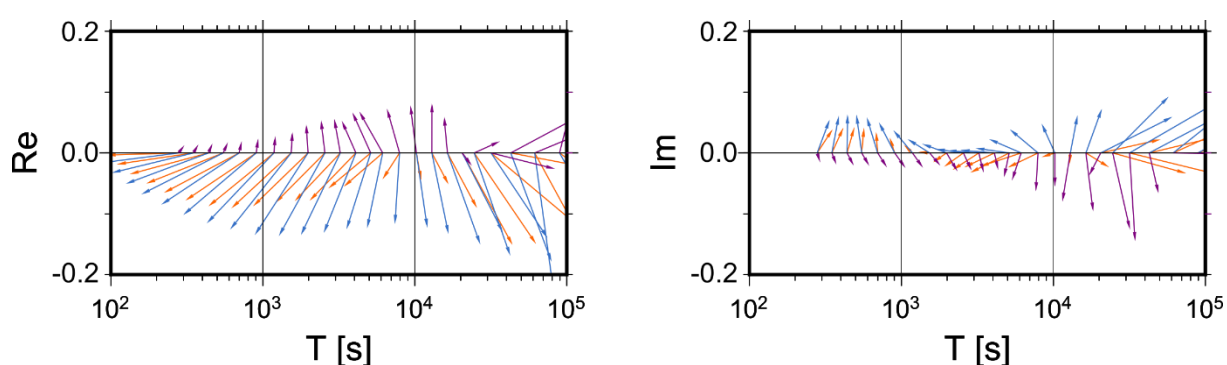
$$ImY(T)^D = ImY(T)^S - ImY(T)^W, \quad (3.4)$$

$$VarX(T)^D = \left(\sqrt{VarX(T)^S} + \sqrt{VarX(T)^W} \right)^2, \quad (3.5)$$

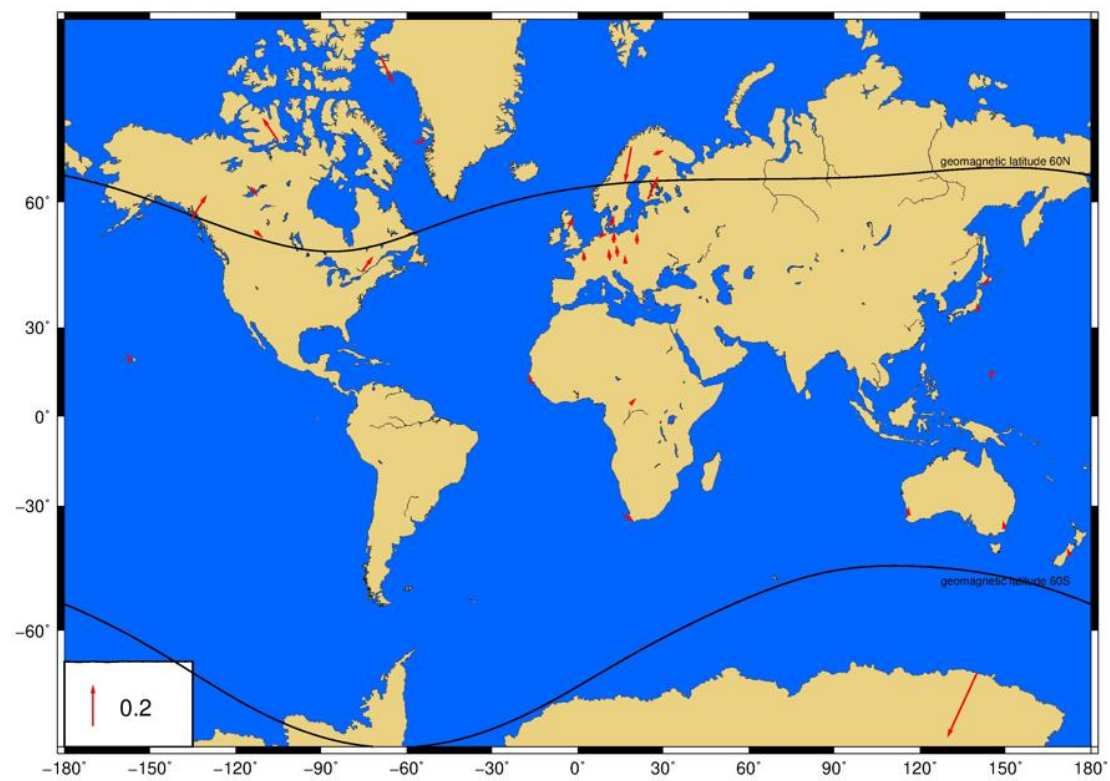
$$VarY(T)^D = \left(\sqrt{VarY(T)^S} + \sqrt{VarY(T)^W} \right)^2. \quad (3.6)$$

Przykładowy wynik dla stacji BDV (Budkov) przedstawia Rysunek 3.1.

Wektory DIA dla poszczególnych okresów zostały naniesione na mapę z rozmieszczeniem obserwatoriów, w celu wizualizacji przestrzennej otrzymanych wyników (przykładowa mapa z wektorami DIA dla okresu 2560 sekund znajduje się na Rysunku 3.2). Dodatkowo została zbadana zależność wartości składowych północnej (X) oraz wschodniej (Y) części rzeczywistej wektorów indukcyjnych wszystkich stacji w zależności od szerokości geomagnetycznej.



Rysunek 3.1 Wektory DIA policzone dla stacji BDV (Republika Czeska). Pomarańczowe strzałki reprezentują wektory indukcyjne otrzymane dla sezonu letniego, niebieskie strzałki reprezentują wektory indukcyjne otrzymane dla sezonu zimowego, fioletowe strzałki reprezentują wektory DIA (Difference Induction Arrows).



Rysunek 3.2 Otrzymane wektory DIA dla okresu 2560 sekund.

3.2 2 ETAP - POSZUKIWANIE ŹRÓDŁA ZMIENNOŚCI SEZONOWEJ

W drugim etapie badań ograniczono wybór stacji do 12 znajdujących się w Europie (lista wybranych obserwatoriów wraz z ich położeniem przedstawiona jest w Tabeli 3.1).

Tabela 3.1 Lokalizacja wybranych 12 obserwatoriów geomagnetycznych z Europy. (Współrzędne geomagnetyczne pobrane ze strony wdc.kugi.kyotou.ac.jp/igrf/gggm)

Kod stacji	szerokość geograficzna	szerokość geomagnetyczna	długość geograficzna	długość geomagnetyczna	Lokalizacja	Kraj
ABK	68,358	66,04	18,823	114,05	Abisko	Szwecja
BDV	49,08	48,52	14,015	97,71	Budkov	Czechy
BEL	51,837	50,07	20,792	105,21	Belsk	Polska
BFE	55,625	55,22	11,672	98,37	Brorfelde	Dania
CLF	48,025	49,47	2,26	85,78	Chambon-la-Forêt	Francja
ESK	55,314	57,42	356,794	83,6	Eskdalemuir	Wielka Brytania
FUR	48,17	48,1	11,28	94,72	Furstenfeldbruck	Niemcy
NCK	47,633	46,67	16,717	99,76	Nagyecenk	Węgry
NGK	52,072	51,64	12,675	97,64	Niemegk	Niemcy
NUR	60,508	57,79	24,655	112,97	Nurmijarvi	Finlandia
SOD	67,367	63,95	26,663	119,57	Sodankylä	Finlandia
WNG	53,743	53,85	9,073	94,94	Wingst	Niemcy

Dla wybranych 12 stacji została wykonana bardziej szczegółowa analiza w celu zbadania, które sezony i w jakim stopniu odpowiadają za zmienność widoczną w wektorach indukcyjnych. W tym celu policzono dla danych z tych stacji dodatkowe wektory:

- YearlyDIA (oznaczane w równaniach indeksem górnym $YDIA$) – liczone dla każdego roku oddzielnie jako różnica pomiędzy wektorami indukcyjnymi policzonymi dla sezonu letniego danego roku minus wektory indukcyjne policzone dla sezonu zimowego danego roku.

- SummerDIA (oznaczane w równaniach indeksem górnym $SDIA$) – policzone dla każdego roku jako wektory indukcyjne policzone dla wszystkich danych z sezonów letnich minus wektory indukcyjne dla sezonu letniego z danego roku, czyli jako odchylenie danych rocznych od wieloletniej średniej dla sezonów letnich.
- WinterDIA (oznaczane w równaniach indeksem górnym $WDIA$) – policzone dla każdego roku jako wektory indukcyjne policzone dla wszystkich danych z sezonów zimowych minus wektory indukcyjne dla sezonu zimowego z danego roku, czyli jako odchylenie danych rocznych od wieloletniej średniej dla sezonów zimowego.
- NonAuroraDIA (oznaczane w równaniach indeksem górnym $NADIA$) – policzone dla każdego roku jako różnica pomiędzy wektorami indukcyjnymi policzonymi dla sezonu letniego danego roku minus wektory indukcyjne policzone dla sezonu zimowego danego roku obejmującego jedynie dni, w których nie zostały zarejestrowane zorze polarne (oznaczane w równaniach indeksem górnym WNA).

Wartości wyżej wymienionych wektorów liczone są dla każdego badanego roku $R = \{1996, 1997, 1998, 1999, 2000, 2001, 2002, 2003, 2004, 2005, 2006, 2007, 2008, 2009\}$. Szczegółowy sposób liczenia wartości wektorów YearlyDIA opisują Równania 3.7 – 3.12, wektorów SummerDIA opisują Równania 3.13 – 3.18, wektorów WinterDIA opisują Równania 3.19 – 3.24, a NonAuroraDIA opisują Równania 3.25 – 3.30:

$$ReX(T)_R^{YDIA} = ReX(T)_R^S - ReX(T)_R^W, \quad (3.7)$$

$$ReY(T)_R^{YDIA} = ReY(T)_R^S - ReY(T)_R^W, \quad (3.8)$$

$$ImX(T)_R^{YDIA} = ImX(T)_R^S - ImX(T)_R^W, \quad (3.9)$$

$$ImY(T)_R^{YDIA} = ImY(T)_R^S - ImY(T)_R^W, \quad (3.10)$$

$$VarX(T)_R^{YDIA} = \left(\sqrt{VarX(T)_R^S} + \sqrt{VarX(T)_R^W} \right)^2, \quad (3.11)$$

$$VarY(T)_R^{YDIA} = \left(\sqrt{VarY(T)_R^S} + \sqrt{VarY(T)_R^W} \right)^2, \quad (3.12)$$

$$ReX(T)_R^{SDIA} = ReX(T)^S - ReX(T)_R^S, \quad (3.13)$$

$$ReY(T)_R^{SDIA} = ReY(T)^S - ReY(T)_R^S, \quad (3.14)$$

$$ImX(T)_R^{SDIA} = ImX(T)^S - ImX(T)_R^S, \quad (3.15)$$

$$ImY(T)_R^{SDIA} = ImY(T)^S - ImY(T)_R^S, \quad (3.16)$$

$$VarX(T)_R^{SDIA} = \left(\sqrt{VarX(T)^S} + \sqrt{VarX(T)_R^S} \right)^2, \quad (3.17)$$

$$VarY(T)_R^{SDIA} = \left(\sqrt{VarY(T)^S} + \sqrt{VarY(T)_R^S} \right)^2, \quad (3.18)$$

$$ReX(T)_R^{WDIA} = ReX(T)^W - ReX(T)_R^W, \quad (3.19)$$

$$ReY(T)_R^{WDIA} = ReY(T)^W - ReY(T)_R^W, \quad (3.20)$$

$$ImX(T)_R^{WDIA} = ImX(T)^W - ImX(T)_R^W, \quad (3.21)$$

$$ImY(T)_R^{WDIA} = ImY(T)^W - ImY(T)_R^W, \quad (3.22)$$

$$VarX(T)_R^{WDIA} = \left(\sqrt{VarX(T)^W} + \sqrt{VarX(T)_R^W} \right)^2, \quad (3.23)$$

$$VarY(T)_R^{WDIA} = \left(\sqrt{VarX(T)^W} + \sqrt{VarY(T)_R^W} \right)^2, \quad (3.24)$$

$$ReX(T)_R^{NADIA} = ReX(T)_R^S - ReX(T)_R^{WNA}, \quad (3.25)$$

$$ReY(T)_R^{NADIA} = ReY(T)_R^S - ReY(T)_R^{WNA}, \quad (3.26)$$

$$ImX(T)_R^{NADIA} = ImX(T)_R^S - ImX(T)_R^{WNA}, \quad (3.27)$$

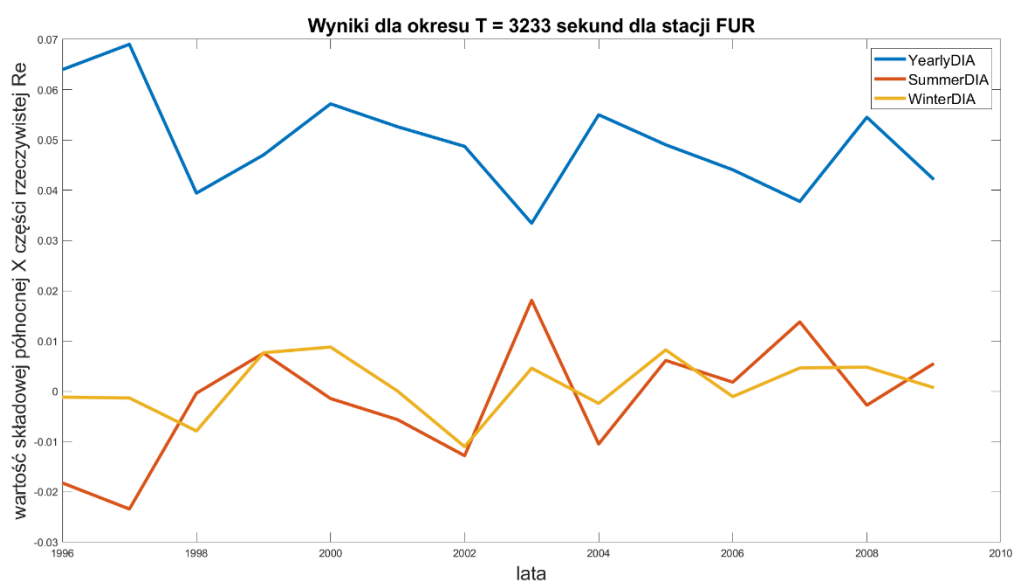
$$ImY(T)_R^{NADIA} = ImY(T)_R^S - ImY(T)_R^{WNA}, \quad (3.28)$$

$$VarX(T)_R^{NADIA} = \left(\sqrt{VarX(T)_R^S} + \sqrt{VarX(T)_R^{WNA}} \right)^2, \quad (3.29)$$

$$VarY(T)_R^{NADIA} = \left(\sqrt{VarY(T)_R^S} + \sqrt{VarY(T)_R^{WNA}} \right)^2. \quad (3.30)$$

Przykładowe wyniki wektorów YearlyDIA, SummerDIA oraz WinterDIA dla stacji FUR (Furstenfeldbruck) przedstawia Rysunek 3.3.

W celu zbadania możliwej korelacji z aktywnością słoneczną wykorzystano dane dotyczące aktywności słonecznej (pobrane ze strony <http://www.sidc.be/silso>) wyrażone w postaci średnich miesięcznych wartości liczby plam słonecznych (ang. *Total Sunspot Number*). Dane te zostały porównane z wektorami YearlyDIA, SummerDIA oraz WinterDIA.



Rysunek 3.3 Przykładowe wektory DIA dla okresu 3233 sekund. Wykres Przedstawia składową północną (X) wektorów rzeczywistych: YearlyDIA (kolor niebieski), SummerDIA (kolor pomarańczowy), WinterDIA (kolor żółty).

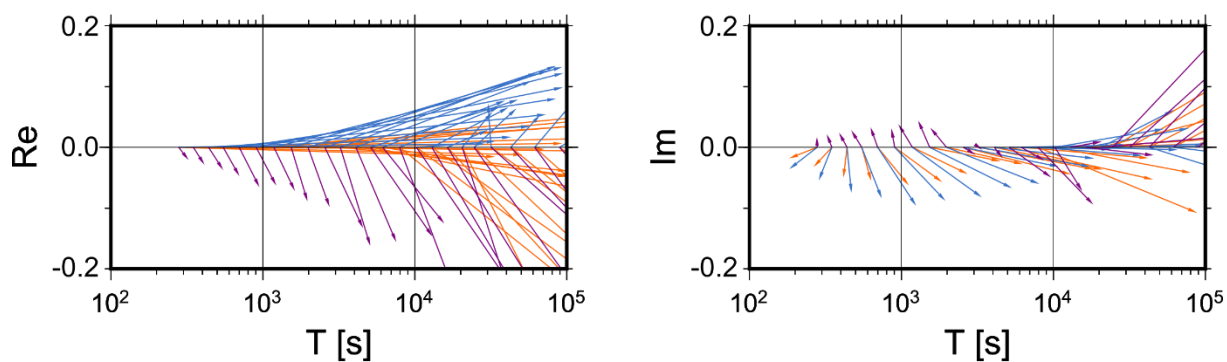
4 WYNIKI

4.1 1 ETAP - IDENTYFIKACJA ZMIENNOŚCI SEZONOWEJ

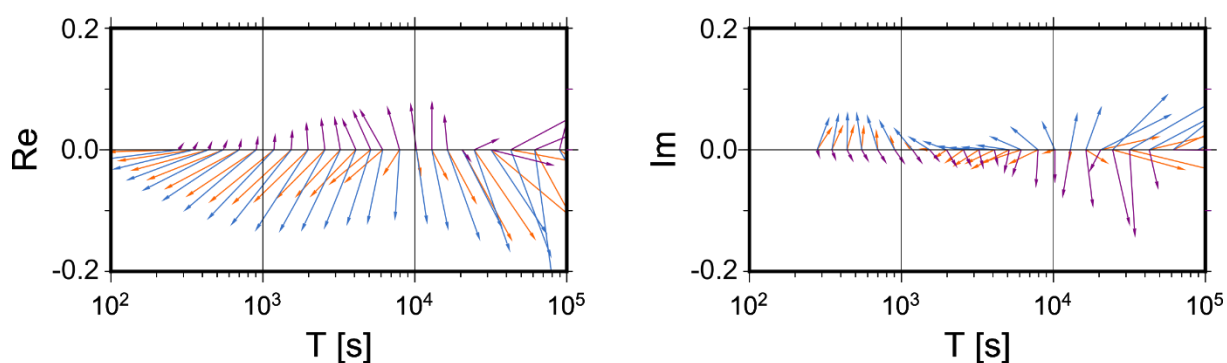
4.1.1 Potwierdzenie zmienności sezonowej

Dla danych pozyskanych z 30 obserwatoriów geomagnetycznych (lokalizacja w Tabeli 2.1) zostały policzone wektory DIA, będące różnicą pomiędzy wartościami wektorów indukcyjnych otrzymywanych dla sezonów letnich i zimowych. Typowe wyniki dla stacji znajdujących się w niski, średnich i wysokich szerokościach geomagnetycznych przedstawia Rysunek 4.1. Otrzymane wyniki wyraźnie potwierdzają zależność sezonową otrzymywanych wektorów indukcyjnych opisaną w literaturze [(Araya Vargas & Ritter, 2015); (Brändlein, et al., 2012); (Ernst, et al., 2020)], niezależną od możliwej aktywności tektonicznej w danym rejonie.

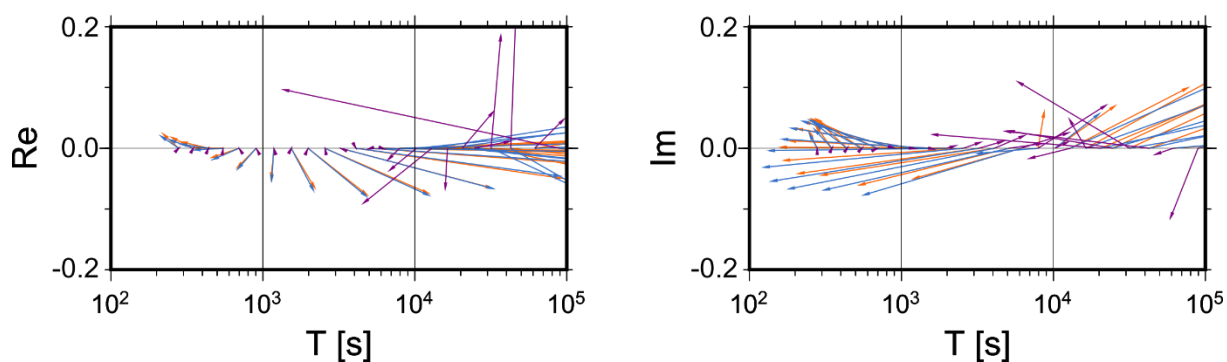
THL - Grenlandia



BDV - Republika Czeska



MBO - Senegal



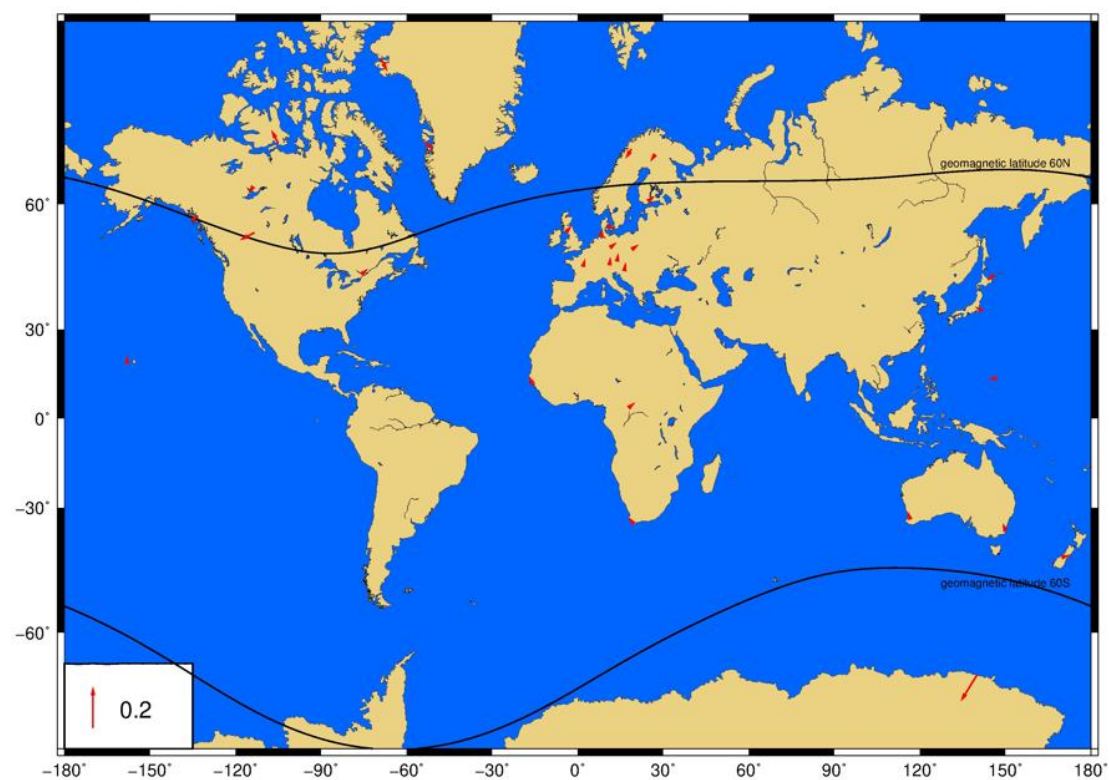
Rysunek 4.1 Typowe wyniki otrzymane dla stacji zlokalizowanych w wysokich (THL), średnich (BDV) i niskich (MBO) szerokościach geograficznych. Pomarańczowe wektory reprezentują dane z sezonu letniego, niebieskie wektory reprezentują dane z sezonu zimowego, a fioletowe reprezentują otrzymane wektory DIA, wg. (Bury, 2020), zmienione.

4.1.2 Zależność od szerokości geomagnetycznej

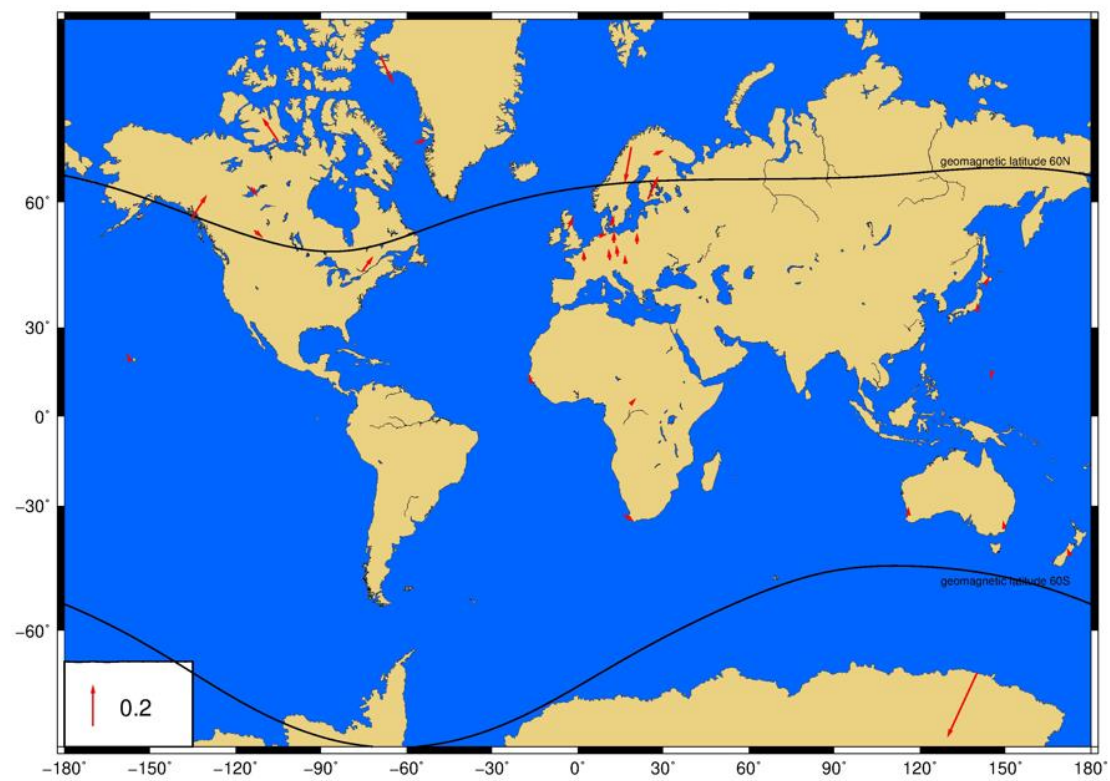
Zbadano wpływ położenia stacji na otrzymywane wektory DIA. Strzałki wektorów DIA dla poszczególnych okresów naniesione zostały na mapy w celu zobrazowania przestrzennego otrzymanych wyników, otrzymane wyniki dla trzech okresów przedstawiają Rysunki 4.2 – 4.4. W celu zbadania zależności wartości składowych północnej (X) oraz wschodniej (Y) wektorów DIA od szerokości geomagnetycznej zostały zaprezentowane na wykresach przedstawionych na Rysunkach 4.5 – 4.8.

Widoczna jest zdecydowana zależność wartości otrzymanych wektorów DIA od szerokości geomagnetycznej wykonywanych pomiarów, którą przedstawia się następująco:

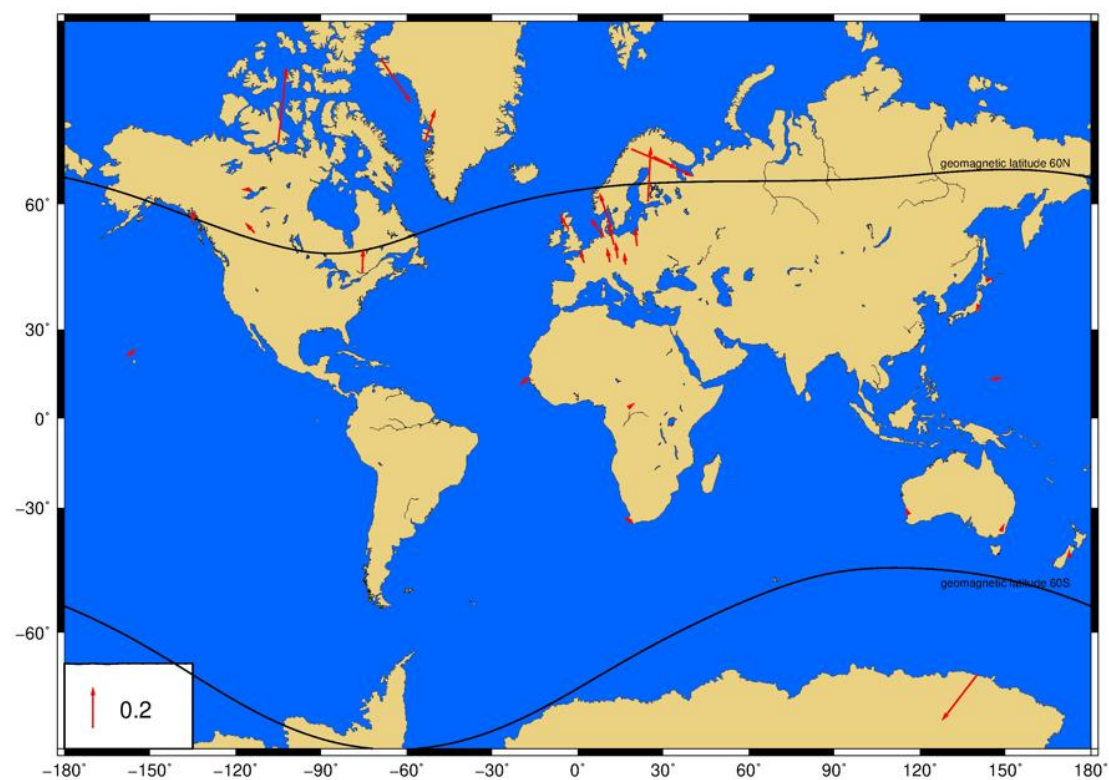
- Dla stacji znajdujących się w niskich szerokościach geomagnetycznych uzyskane wartości wektorów DIA są najniższe, zmienność sezonowa jest ledwie widoczna.
- Dla stacji znajdujących się w średnich szerokościach geomagnetycznych widoczna jest zmienność sezonowa, wartości części rzeczywistej wektorów DIA są niskie poniżej 0.1, kierunek wektorów DIA ma spójny charakter z dominującym kierunkiem północnym.
- Dla stacji znajdujących się w wysokich szerokościach geomagnetycznych charakterystyczne są znacznie wyższe wartości części rzeczywistych wektorów DIA, a ich kierunek jest znacznie bardziej chaotyczny, z przewagą kierunku południowego.
- Dla stacji pomiarowych położonych w zakresie 30 – 60° szerokości geomagnetycznej widoczny jest wyraźny trend gdzie część rzeczywista wektorów indukcyjnych DIA w kierunku północnym rośnie z szerokością geomagnetyczną.
- Dla średnich szerokości geomagnetycznych część rzeczywista DIA w kierunku północnym (X) rośnie wraz z okresem, w pobliżu okresu 10^4 sekund jest zdecydowanie większa od składowej wschodniej (Y).
- 60° szerokości geomagnetycznej stanowi specyficzną granicę dla zachowania wektorów DIA. Powyżej tej szerokości zmienność sezonowa wektorów indukcyjnych jest znacznie większa zarówno w czasie, jak i w amplitudzie. Maksimum tych zaburzeń występuje w sezonie zimowym, w przeciwieństwie do zaburzeń występujących w średnich szerokościach.



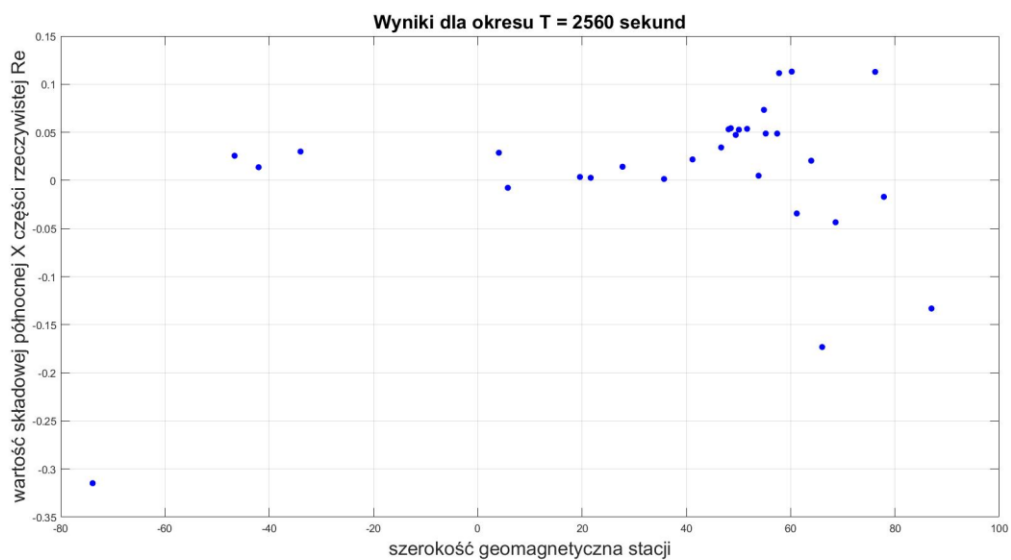
Rysunek 4.2 Otrzymane wektory DIA dla okresu 903 sekund.



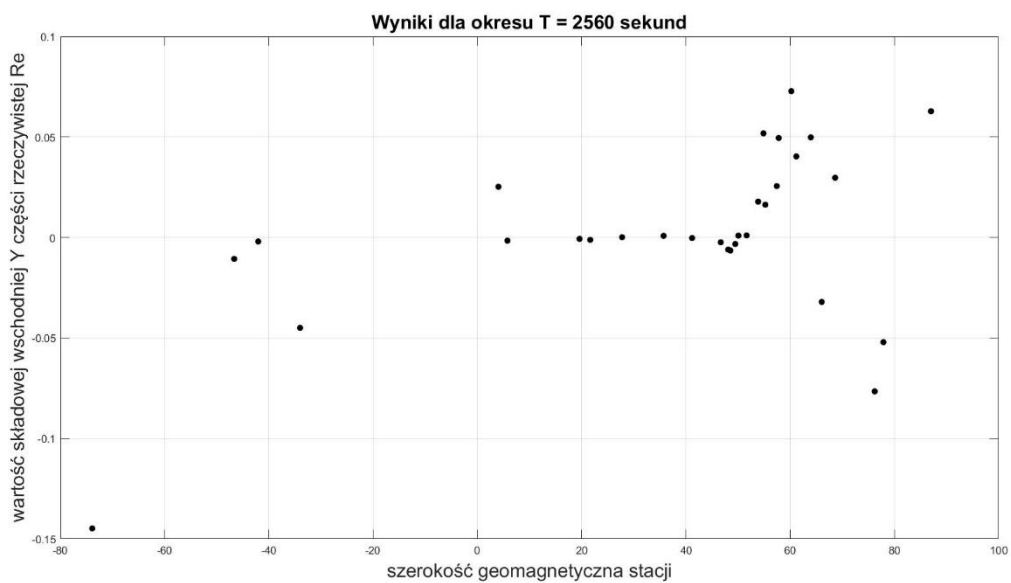
Rysunek 4.3 Otrzymane wektory DIA dla okresu 2560 sekund.



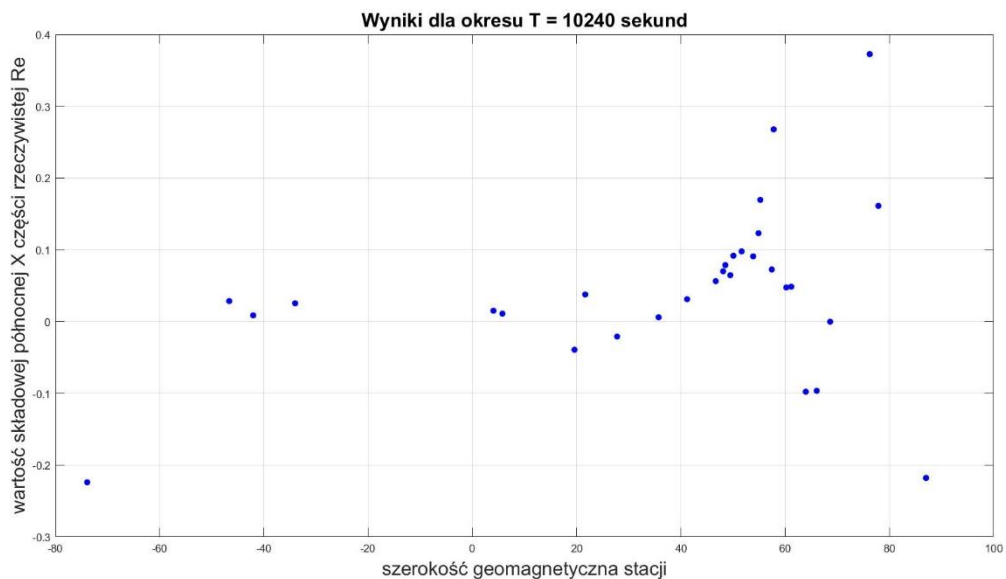
Rysunek 4.4 Otrzymane wektory DIA dla okresu 10240 sekund.



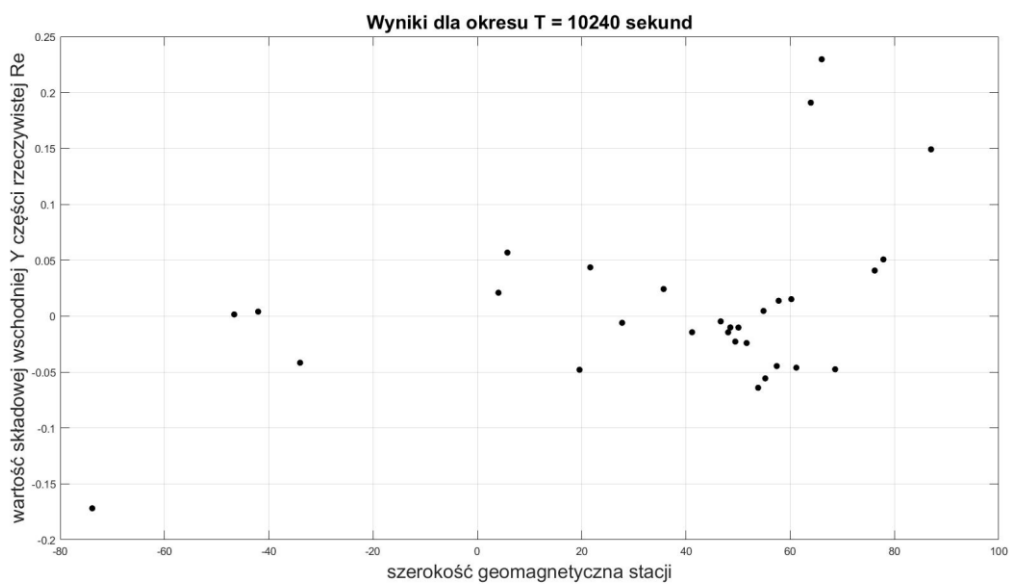
Rysunek 4.5 Wartości składowej rzeczywistej wektorów DIA dla wszystkich stacji w zależności od szerokości geomagnetycznej dla okresu 2560 sekund. Na osi poziomej szerokość geomagnetyczna stacji, na osi pionowej wartość składowej rzeczywistej w kierunku północnym (X).



Rysunek 4.6 Wartości składowej rzeczywistej wektorów DIA dla wszystkich stacji, w zależności od szerokości geomagnetycznej dla okresu 2560 sekund. Na osi poziomej szerokość geomagnetyczna stacji, na osi pionowej wartość składowej rzeczywistej w kierunku wschodnim (Y).



Rysunek 4.7 Wartości składowej rzeczywistej wektorów DIA dla wszystkich stacji, w zależności od szerokości geomagnetycznej dla okresu 10240 sekund. Na osi poziomej szerokość geomagnetyczna stacji, na osi pionowej wartość składowej rzeczywistej w kierunku północnym (X).



Rysunek 4.8 Wartości składowej rzeczywistej wektorów DIA dla wszystkich stacji w zależności od szerokości geomagnetycznej dla okresu 10240 sekund. Na osi poziomej szerokość geomagnetyczna stacji, na osi pionowej wartość składowej rzeczywistej w kierunku wschodnim (Y).

4.2 2 ETAP - POSZUKIWANIE ŹRÓDŁA ZMIENNOŚCI SEZONOWEJ

4.2.1 60° granica dla różnych efektów

Analiza wektorów indukcyjnych dla wybranych 30 stacji potwierdziła zależność sezonową otrzymywanych wyników. Pokazała także, że 60° szerokości geomagnetycznej stanowi swoistą granicę dla otrzymywanych wyników. W celu zbadania, która pora roku ma przeważający wpływ na widoczną zmienność sezonową widoczną w wektorach DIA, przeprowadzono drugi etap badań dla wybranych 12 stacji w Europie (lokalizacja wybranych stacji w Tabeli 3.1).

Policzone zostały dla nich wartości wektorów YearlyDIA (opisujące zmienność coroczną), SummerDIA (pokazujące odchylenie danych rocznych od wieloletniej średniej dla sezonów letnich) oraz WinterDIA (pokazujące odchylenie danych rocznych od wieloletniej średniej dla sezonów zimowych). Wyniki przedstawione są na Rysunkach 4.9 – 4.18.

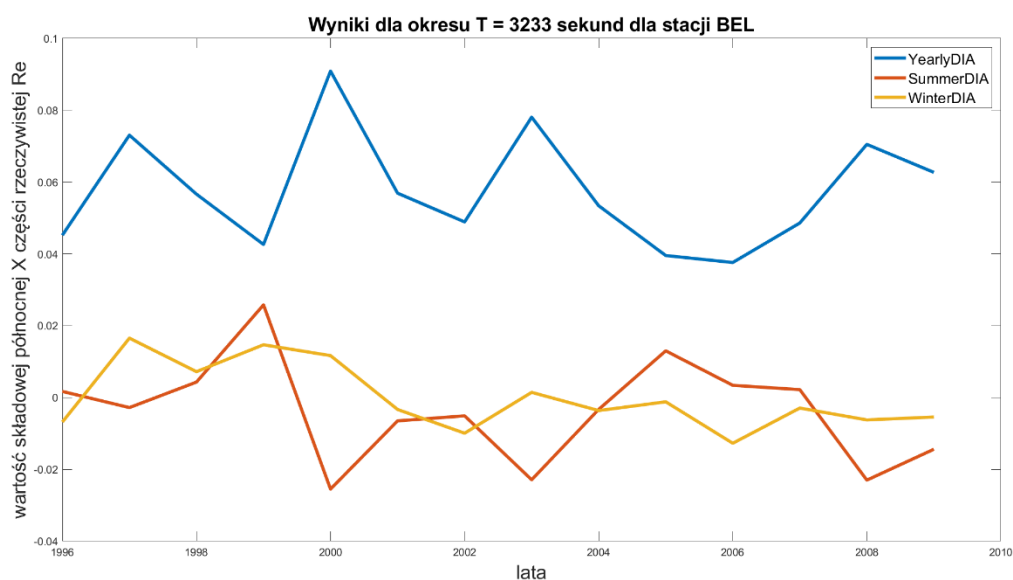
Wyniki uzyskane z tej analizy potwierdzają, że 60° szerokości geomagnetycznej stanowi wyraźną granicę dla charakteru zmian sezonowych widocznych w wektorach indukcyjnych.

Dla stacji znajdujących się w średnich szerokościach geomagnetycznych zmienność sezonowa widoczna w wektorach indukcyjnych charakteryzuje się następująco:

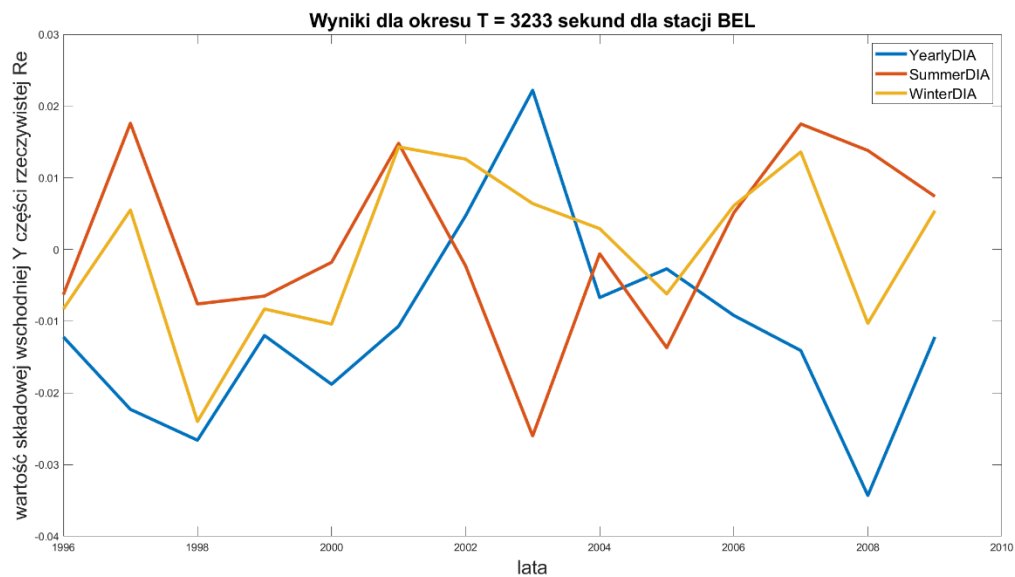
- Składowa północna (X) części rzeczywistej wykazuje największą zmienność dla policzonych YearlyDIA, wartości SummerDIA oraz WinterDIA są zdecydowanie niższe (Rysunki: 4.9, 4.11, 4.13).
- Składowa wschodnia (Y) części rzeczywistej wykazuje wyraźnie wyższe wartości YearlyDIA od SummerDIA oraz WinterDIA, występuje to tylko dla krótszych okresów dla czterech stacji [(ESK, NGK, BFE, NUR), Rysunek 4.12], dla pozostałych stacji nie ma takiej zależności (Rysunki: 4.10, 4.14).
- Zmienność widoczna w składowej północnej wektorów DIA jest efektem zmieniających się pór roku, a nie zmian corocznych.

Dla stacji znajdujących się w wysokich szerokościach geomagnetycznych (stacje ABK i SOD) zmienność sezonowa widoczna w wektorach indukcyjnych wykazuje odmienny charakter:

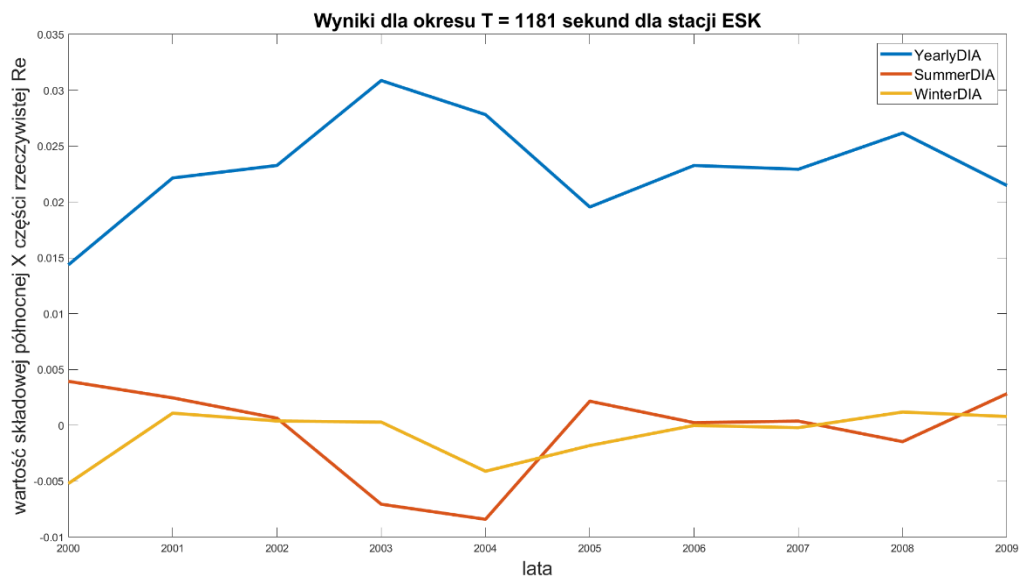
- Składowa północna (X) części rzeczywistej wykazuje najwyższe wartości dla policzonych wektorów WinterDIA, niewiele niższe od wektorów YearlyDIA wektory SummerDIA wykazują minimalną zmienność (Rysunki: 4.15, 4.17).
- Składowa wschodnia (Y) części rzeczywistej również wykazuje wyższą zmienność dla WinterDIA niż dla SummerDIA dla niektórych okresów (Rysunki: 4.16, 4.18).
- Składowa północna DIA wykazuje największą zmienność dla danych pozyskanych z okresów zimowych, w miesiącach letnich zmiany są niewielkie. Pozwala to stwierdzić, że za zmienność DIA w poszczególnych latach odpowiadają dane z miesięcy zimowych.



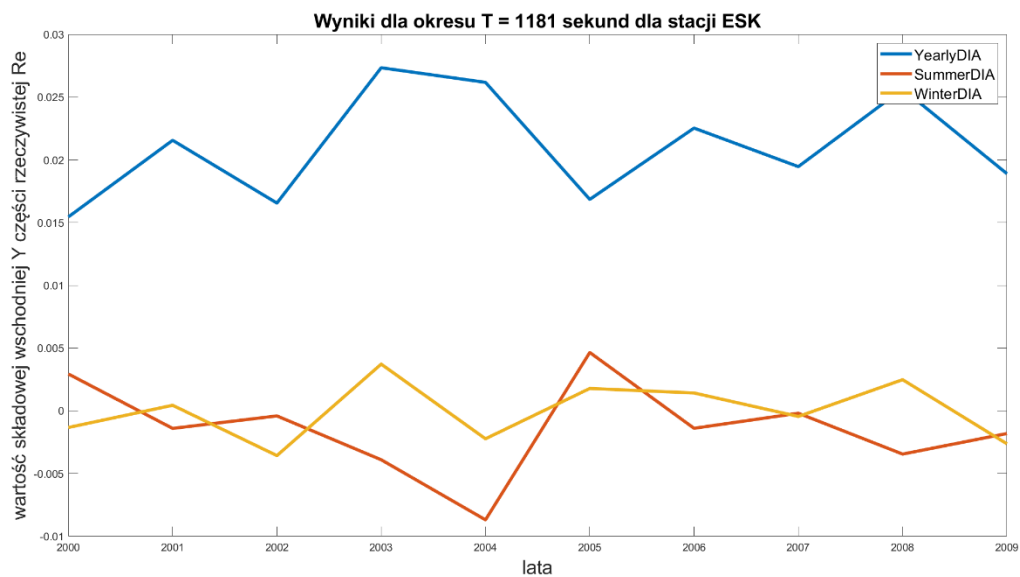
Rysunek 4.9 Wektory DIA dla okresu 3233 sekund dla stacji BEL. Wykres Przedstawia składową północną (X) wektorów rzeczywistych: YearlyDIA (kolor niebieski), SummerDIA (kolor pomarańczowy), WinterDIA (kolor żółty).



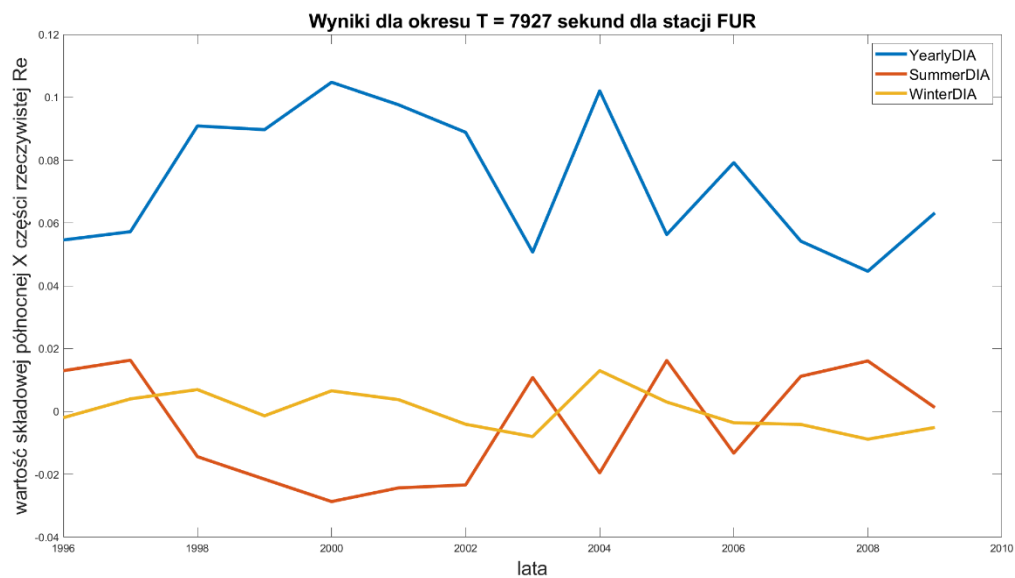
Rysunek 4.10 Wektory DIA dla okresu 3233 sekund dla stacji BEL. Wykres Przedstawia składową wschodnią (Y) wektorów rzeczywistych: YearlyDIA (kolor niebieski), SummerDIA (kolor pomarańczowy), WinterDIA (kolor żółty).



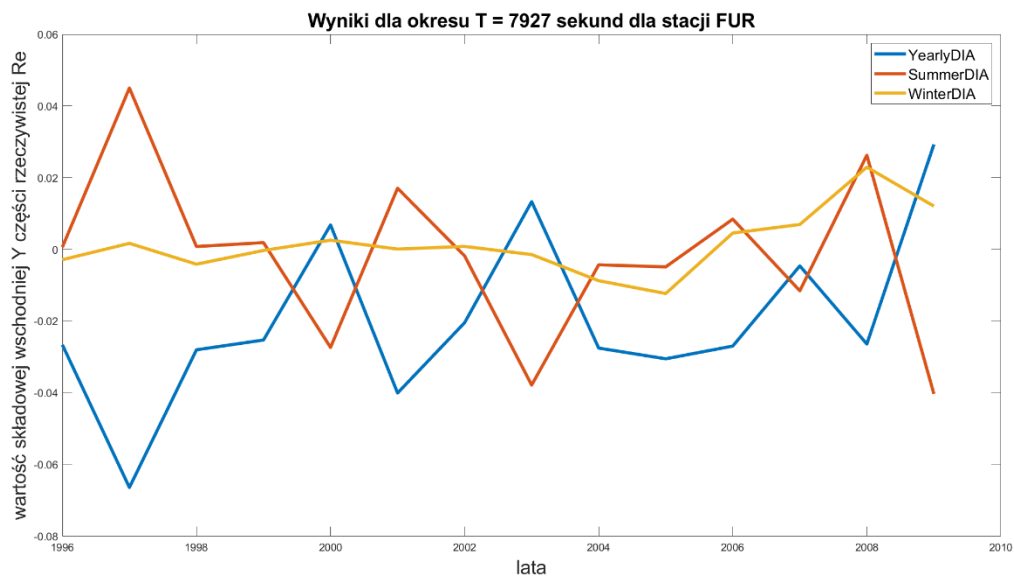
Rysunek 4.11 Wektory DIA dla okresu 1181 sekund dla stacji ESK. Wykres Przedstawia składową północną (X) wektorów rzeczywistych: YearlyDIA (kolor niebieski), SummerDIA (kolor pomarańczowy), WinterDIA (kolor żółty).



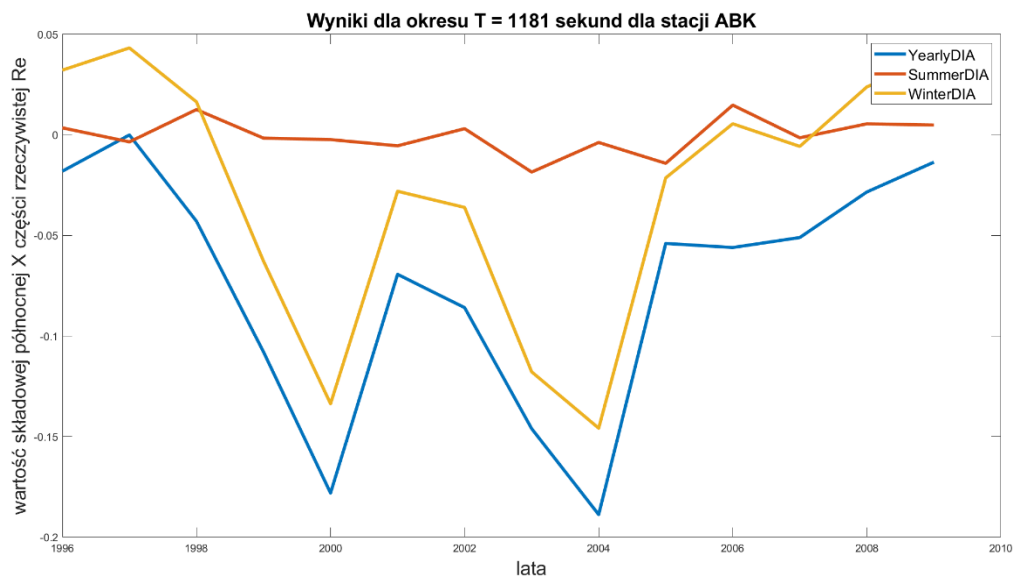
Rysunek 4.12 Wektory DIA dla okresu 1181 sekund dla stacji ESK. Wykres Przedstawia składową wschodnią (Y) wektorów rzeczywistych: YearlyDIA (kolor niebieski), SummerDIA (kolor pomarańczowy), WinterDIA (kolor żółty).



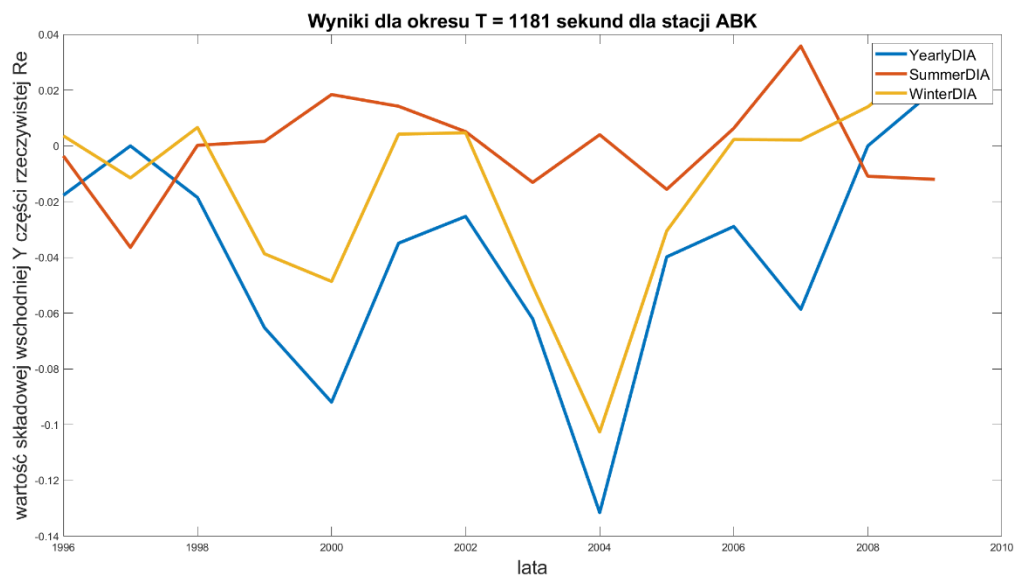
Rysunek 4.13 Wektory DIA dla okresu 7927 sekund dla stacji FUR. Wykres Przedstawia składową północną (X) wektorów rzeczywistych: YearlyDIA (kolor niebieski), SummerDIA (kolor pomarańczowy), WinterDIA (kolor żółty).



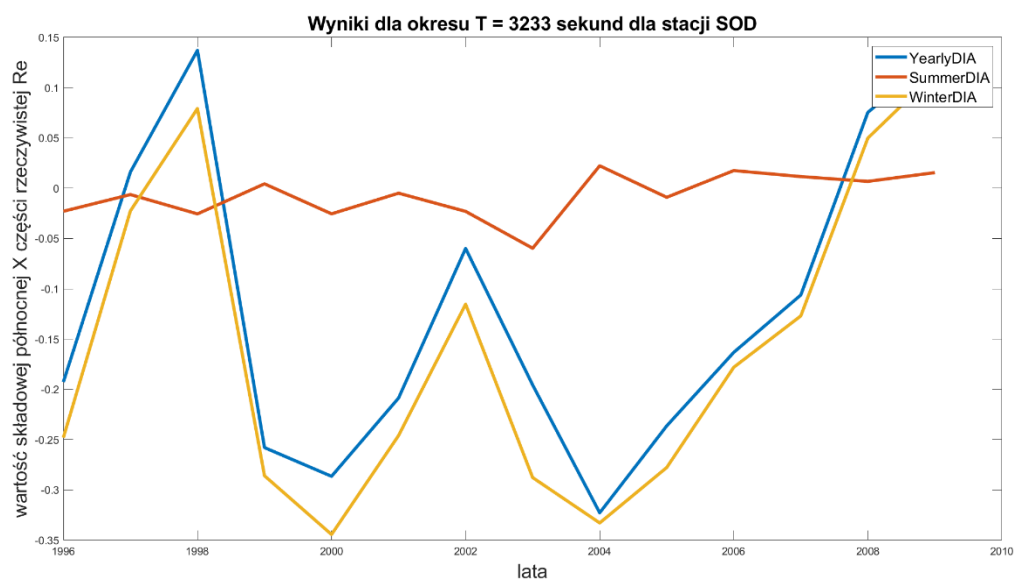
Rysunek 4.14 Wektory DIA dla okresu 7927 sekund dla stacji FUR. Wykres Przedstawia składową wschodnią (Y) wektorów rzeczywistych: YearlyDIA (kolor niebieski), SummerDIA (kolor pomarańczowy), WinterDIA (kolor żółty).



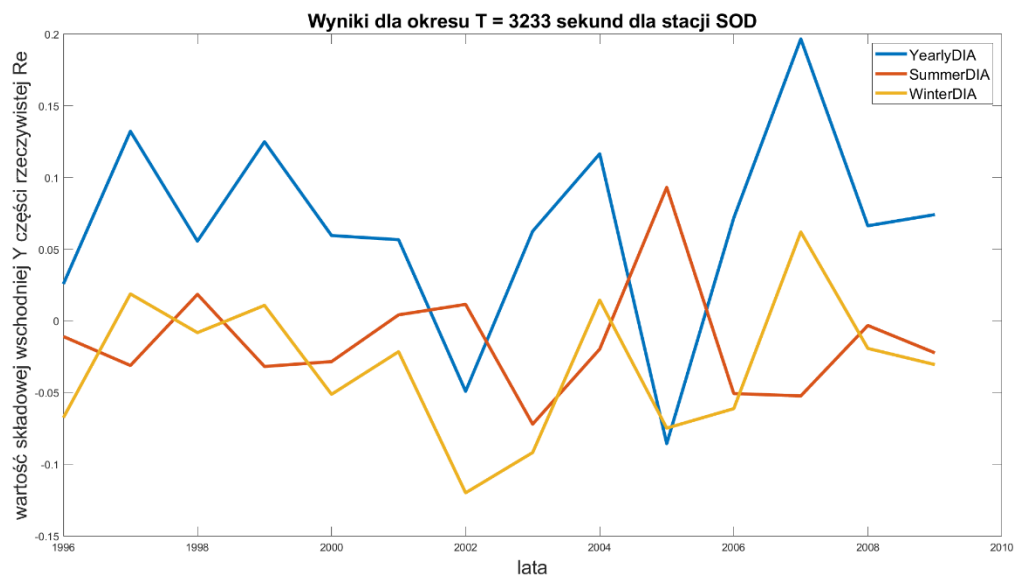
Rysunek 4.15 Wektory DIA dla okresu 1181 sekund dla stacji ABK. Wykres Przedstawia składową północną (X) wektorów rzeczywistych: YearlyDIA (kolor niebieski), SummerDIA (kolor pomarańczowy), WinterDIA (kolor żółty).



Rysunek 4.16 Wektory DIA dla okresu 1181 sekund dla stacji ABK. Wykres Przedstawia składową wschodnią (Y) wektorów rzeczywistych: YearlyDIA (kolor niebieski), SummerDIA (kolor pomarańczowy), WinterDIA (kolor żółty).



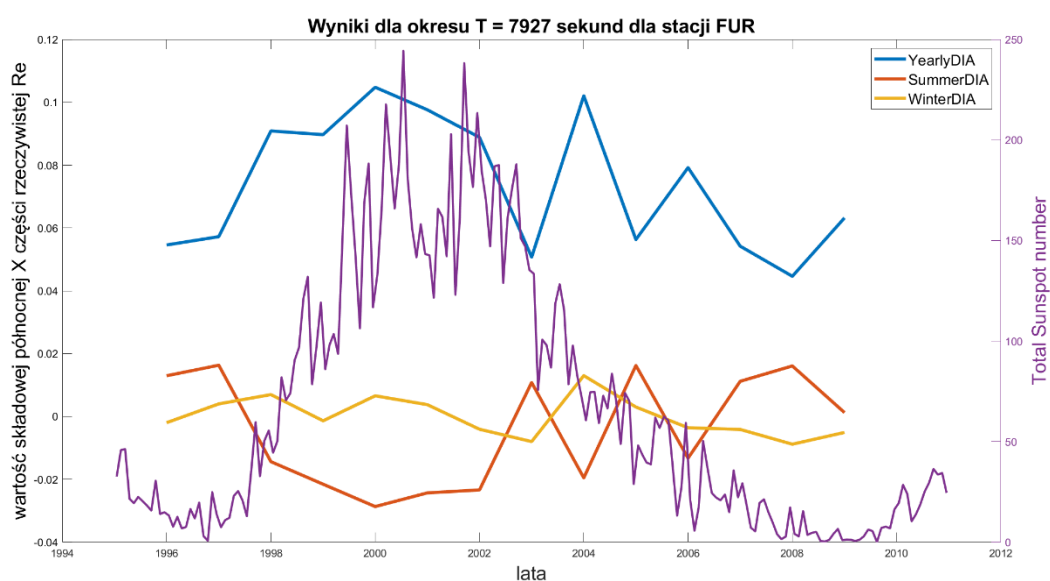
Rysunek 4.17 Wektory DIA dla okresu 3233 sekund dla stacji SOD. Wykres Przedstawia składową północną (X) wektorów rzeczywistych: YearlyDIA (kolor niebieski), SummerDIA (kolor pomarańczowy), WinterDIA (kolor żółty).



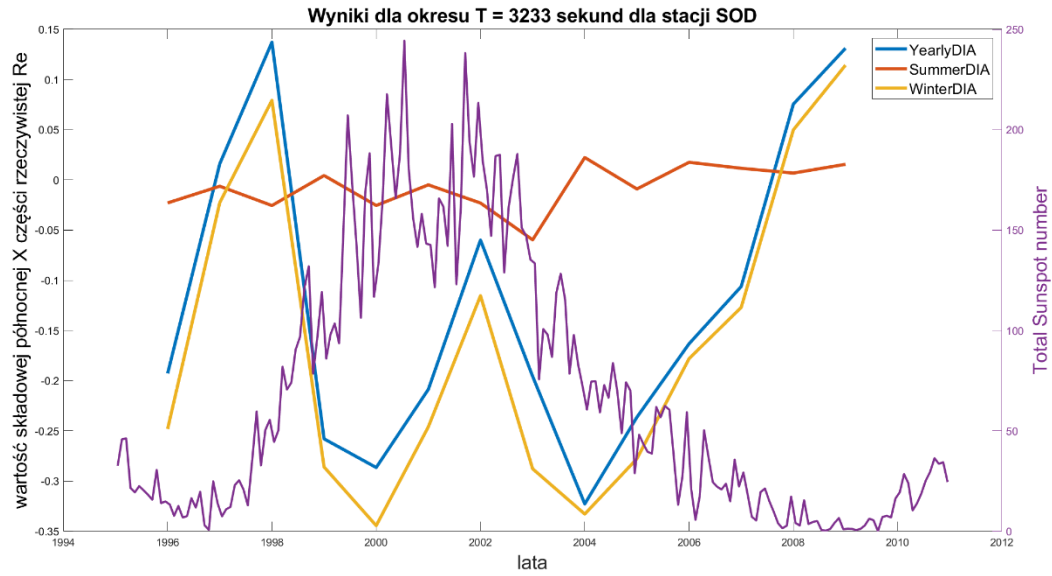
Rysunek 4.18 Wektory DIA dla okresu 3233 sekund dla stacji SOD. Wykres Przedstawia składową wschodnią (Y) wektorów rzeczywistych: YearlyDIA (kolor niebieski), SummerDIA (kolor pomarańczowy), WinterDIA (kolor żółty).

4.2.2 Aktywność słoneczna

W celu zbadania potencjalnego wpływu cykli słonecznych na uzyskiwane w badaniach wektory indukcyjne porównano wartości składowych otrzymanych wektorów YearlyDIA, SummerDIA oraz WinterDIA z wartościami opisującymi aktywność słoneczną wyrażonymi poprzez średnią miesięczną wartość Total Sunspot Number. Typowe wyniki otrzymane dla badanych stacji przedstawiają Rysunki 4.19 – 4.20. Uzyskane wyniki nie pozwalają jednoznacznie potwierdzić korelacji pomiędzy zmiennością obserwowaną w wektorach indukcyjnych oraz aktywnością słoneczną.



Rysunek 4.19 Wektory DIA dla okresu 7927 sekund dla stacji FUR. Wykres Przedstawia składową północną (X) wektorów rzeczywistych: YearlyDIA (kolor niebieski), SummerDIA (kolor pomarańczowy), WinterDIA (kolor żółty). W innej skali naniesiono wartość średnich miesięcznych Total Sunspot Number - kolor fioletowy.



Rysunek 4.20 Wektory DIA dla okresu 3233 sekund dla stacji SOD. Wykres Przedstawia składową północną (X) wektorów rzeczywistych: YearlyDIA (kolor niebieski), SummerDIA (kolor pomarańczowy), WinterDIA (kolor żółty). W innej skali naniesiono wartość średnich miesięcznych Total Sunspot Number - kolor fioletowy.

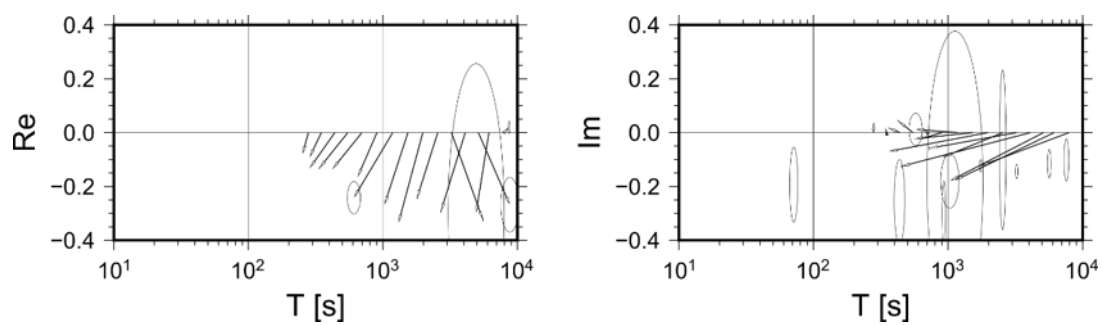
4.2.3 Aktywność zorzowa

Ze względu na występujące znaczące wariacje w sezonach zimowych dla stacji położonych w wysokich szerokościach geomagnetycznych postanowiono zbadać wpływ aktywności zorzowej na stabilność otrzymywanych wyników. W tym celu dla stacji SOD (Sodankylä) wykonano dodatkową analizę wektorów indukcyjnych.

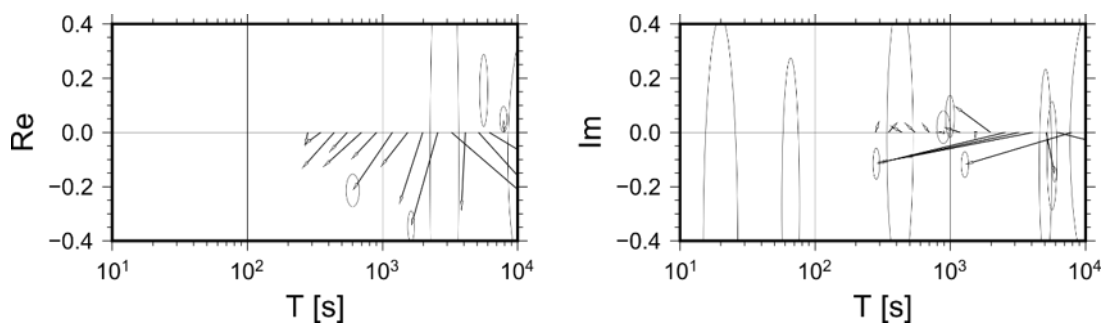
Wykorzystane zostały dane z obserwatorium Sodankylä dotyczące aktywności zorzowej w celu wyodrębnienia z zestawu danych pomiarowych geomagnetycznych dni, kiedy nie występowała żadna aktywność zorzowa. Dla zbioru danych obejmującego jedynie dane z dni bez aktywności zorzowej zostały policzone wektory indukcyjne NonAuroraDIA. W celu wykluczenia efektów pochodzących jedynie ze statystyki odpornościowej (ang. *Robust statistic*), na której polega metoda Egbert'a, dodatkowo policzono te wektory metodą przetwarzania danych bazującą na metodzie najmniejszych kwadratów [(Neska, 2006)].

Wektory te zostały porównane z policzonymi wcześniej wektorami YearlyDIA (porównanie przedstawione jest na Rysunkach 4.21 – 4.22), co można podsumować następująco:

- Wektory indukcyjne policzone dla całego sezonu zimowego, jak i tylko dla dni bez aktywności zorzowej, wykazują podobne zachowanie, różnice są niewielkie.
- Dla zbioru dni bez aktywności zorzowej wartości błędów wektorów indukcyjnych są zbliżone lub większe niż dla wektorów indukcyjnych liczonych dla całych sezonów zimowych.
- Uwzględnienie jedynie dni bez aktywności zorzowej nie wpływa znacząco na poprawę jakości uzyskiwanych wyników, zwłaszcza w przypadku składowej urojonej często widać wręcz pogorszenie jakości.
- Opisany brak jednoznacznego wpływu aktywności zorzowej na uzyskane wektory dotyczy wyników uzyskanych z obydwóch metod przetwarzania danych.



Rysunek 4.21 Wektory DIA dla sezonu zimowego 2001 roku dla stacji SOD.



Rysunek 4.22 Wektory NonAuroraDIA dla sezonu zimowego 2001 roku dla stacji SOD.

5 WNIOSKI I PODSUMOWANIE

Wyniki uzyskane w trakcie przeprowadzonych badań oraz wnioski z nich płynące można podsumować następująco:

- Dla stacji pomiarowych położonych w zakresie $30 - 60^\circ$ szerokości geomagnetycznej widoczny jest wyraźny trend, gdzie część rzeczywista wektorów indukcyjnych DIA w kierunku północnym rośnie z szerokością geomagnetyczną.
- Dla średnich szerokości geomagnetycznych część rzeczywista DIA w kierunku północnym (X) rośnie wraz z okresem, w pobliżu okresu 10^4 sekund jest zdecydowanie większa od składowej wschodniej (Y).
- Wyniki uzyskane dla stacji położonych w średnich szerokościach geomagnetycznych potwierdzają opisane w literaturze zdecydowane, regionalnie jednorodne zaburzenia występujące w sezonie letnim.
- 60° szerokości geomagnetycznej stanowi specyficzną granicę dla zachowania wektorów DIA. Powyżej tej szerokości zmienność sezonowa wektorów indukcyjnych jest znacznie większa, zarówno w czasie jak i w amplitudzie. Maksimum tych zaburzeń występuje w sezonie zimowym, w przeciwieństwie do zaburzeń występujących w średnich szerokościach.
- Uzyskane wyniki nie pozwalają jednoznacznie potwierdzić korelacji pomiędzy zmiennością obserwowaną w wektorach indukcyjnych oraz aktywnością słoneczną.
- Dla stacji położonych w wysokich szerokościach geomagnetycznych uwzględnianie dni, kiedy występują zorze polarne lub nie, nie wpływa znacząco na otrzymywane wyniki, wartości błędów także są do siebie zbliżone.

Dalsze badania efektów źródłowych mogą się skupić na badaniu efektów z lepszą rozdzielczością w czasie, np. efektów pojedynczych burz magnetycznych. Ciekawe będą też wyniki podobnych badań dla tensorów impedancji.

BIBLIOGRAFIA

Araya Vargas, J. i Ritter, O., 2015. Source effects in mid-latitude geomagnetic transfer functions. *Geophysical Journal International*, 204(1), pp. 606-630.

Brändlein, D., Lühr, H. i Ritter, O., 2012. Direct penetration of the interplanetary electric field to low geomagnetic latitudes and its effect on magnetotelluric sounding. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 117(A11), p. .

Brasse, H., 2003. *Methoden der geoelektrischen und elektromagnetischen Tiefenerkundung. Lecture notes (not published)*, Berlin: Freie Universität Berlin, Germany.

Bury, A., 2020. *Temporal variations visible in induction arrows and their spatial distribution - preliminary results*. In Börner, J., Y. P. B. M., editor, Protokoll über das 28.Schmucker-Weidelt-Kolloquium für Elektromagnetische Tiefenforschung: Haltern am See, 23.-27. September 2019, pp. 38-44.

Butler, R., 1992. *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Time*, R.,. Portland, Oregon: Blackwell Scientific Publications.

Cagniard, L., 1953. Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting. *geoph*, Tom 18, pp. 605-635.

Egbert, G. D. i Booker, J. R., 1986. Robust estimation of geomagnetic transfer functions. *Geophysical Journal International*, 87(1), pp. 173-194.

Egbert, G. D., Eisel, M., Boyd, O. S. i Morrison, H. F., 2000. DC trains and Pc3s: Source effects in mid-latitude geomagnetic transfer functions. *Geophysical Research Letters*, 27(1), pp. 25-28.

Ernst, T. i inni, 2008. Electromagnetic images of the deep structure of the Trans-European Suture Zone beneath Polish Pomerania. *Geophysical Research Letters*, 35(15).

Ernst, T., Nowożyński, K. i Jóźwiak, W., 2020. The reduction of source effect for reliable estimation of geomagnetic transfer functions. *Geophysical Journal International*, 221(1), pp. 415-430.

Gamble, T. D., Goubau, W. M. i Clarke, J., 1979. Error analysis for remote reference magnetotellurics. *Geophysics*, 44(5), pp. 959-968.

Gamble, T. D., Goubau, W. M. i Clarke, J., 1979. Magnetotellurics with a remote magnetic reference. *Geophysics*, 44(1), pp. 56-68.

Habibian, B. D. i inni, 2010. The conductivity structure across the Trans-European Suture Zone from magnetotelluric and magnetovariational data modeling. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, pp. 377-386.

Hill, G. J., 2019. On the Use of Electromagnetics for Earth Imaging of the Polar Regions. *Surveys in Geophysics*, Tom 41, pp. 5-45.

Jankowski, J. i Sucksdorff, C., 1996. *IAGA Guide for Magnetic Measurements and Observatory Practice*. IAGA: International Association of Geomagnetism and Aeronomy.

Junge, A., 1996. Characterization of and correction for cultural noise. *Surveys in Geophysics*, pp. 361-391.

Kelbert, A., 2020. The Role of Global/Regional Earth Conductivity Models in Natural Geomagnetic Hazard Mitigation. *Surveys in Geophysics*, pp. 155-166.

Larsen, J. C. i inni, 1996. Robust Smooth Magnetotelluric Transfer Functions. *Journal of Geophysical Research*, Tom 124, pp. 801-819.

Love, J., 2008. Magnetic monitoring of earth and space. *Physics Today*, pp. 31-37.

Love, J. i Chulliat, A., 2013. An International Network of Magnetic Observatories. *Eos Transactions American Geophysical Union*, pp. 373-374.

McPherron, R. L., 2005. Magnetic Pulsations: Their Sources and Relation to Solar Wind and Geomagnetic Activity. *Surveys in Geophysics*, Tom 26, pp. 545-592.

Neska, A., 2006. *Remote Reference versus Signal-Noise Separation: A leastsquare*, Freie Universität Berlin, www.diss.fu-berlin.de/diss/receive/FUDISS_thesis_000000002236.: PhD thesis, Institut für Geologische Wissenschaften.

Neska, A., 2016. *Das magnetische Joch und andere Gründe zur Betrachtung von MT-Quellsignalen*. In Miensoopust, M. and Becken, M., editors, Protokoll über das 26. Schmucker-Weidelt-Kolloquium für Elektromagnetische Tiefenforschung: Haltern am See, 21.-25. September 2015, pp. 91-101.

Neska, A., Reda, J., Neska, M. i Sumaruk, Y., 2013. On the influence of DC railway noise on variation data from Belsk and Lviv geomagnetic observatories. *Acta Geophysica*, 61(2), pp. 385-403.

Neska, A., Reda, J., Neska, M. i Sumaruk, Y., 2018. On the relevance of source effects in geomagnetic pulsations for induction soundings. *Annales Geophysicae*, 36(2), pp. 337-347.

Neska, A. i inni, 2008. *From Precambrian to Variscan basement: Magnetotellurics in the region of NW Poland, NE Germany, and south Sweden across the Baltic Sea*. Dtsch. Geophys. Ges., Potsdam, Germany, Protokoll zum 22. Kolloquium 44 Elektromagnetische Tiefenforschung 55, pp. 151-163.

Oettinger, G., Haak, V. i Larsen, J. C., 2001. Noise reduction in magnetotelluric time-series with a new signal-noise separation method and its application to a field experiment in the Saxonian Granulite Massif. *Geophysical Journal International*, 146(3), pp. 659-669.

Padilha, A. L., Alves, A. R., Silva, G. D. B. i Espinoza, K. V., 2017. Effect of a huge crustal conductivity anomaly on the H-component of geomagnetic variations recorded in central South America. *Earth, Planets and Space*, Tom 69, p. 58.

Padua, M. B., Padilha, A. L. i Vitorello, I., 2002. Disturbances on magnetotelluric data due to DC electrified railway: A case study from southeastern Brazil. *Earth, Planets and Space*, Tom 54, pp. 591-596.

Pilipenko, V. A. i Fedorov, E. N., 1993. Magnetotelluric sounding of the crust and hydromagnetic monitoring of the magnetosphere with the use of ULF waves. *Annali di Geofisica*, 36(5-6), pp. 19-31.

Schäfer, A., Hout, L., Brasse, H. i Hoffmann, N., 2011. The North German Conductivity Anomaly revisited. *Geophysical Journal International*, 187(1), pp. 85-98.

Selway, K. i inni, 2020. Magnetotelluric Constraints on the Temperature, Composition, Partial Melt Content, and Viscosity of the Upper Mantle Beneath Svalbard. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 21(5), p. e2020GC008985.

Soyer, W., 2002. *Analysis of geomagnetic variations in the Central and Southern Andes*, Berlin: Freie Universität Berlin. Fachbereich Geowissenschaften.

Stefaniuk, M., Wojdyła, M. i Danek, T., 2008. Wybrane aspekty przetwarzania danych magnetotellurycznych z obszaru Karpat. *Geologia*, 34(2), pp. 209-230.

Szarka, L., 1988. Geophysical aspects of man-made electromagnetic noise in the earth - A review. *Surveys in Geophysics*, pp. 287-318.

Tikhonov, A. N., 1950. On the determination of electric characteristics of deep layers of the Earth's crust. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, pp. 295-297.

Vassal, J. i inni, 1998. A study of transient variations in the Earth's electromagnetic field at equatorial electrojet latitudes in western Africa (Mali and the Ivory Coast). *Annales Geophysicae*, Tom 16, pp. 677-697.

Viljanen, A., 2012. Description of the magnetospheric/ionospheric sources. W: *The Magnetotelluric Method: Theory and Practice*. Cambridge: Cambridge University Press.

Welker, E., 2013. *Sposoby pozyskiwania informacji o elementach pola magnetycznego Ziemi i ich wykorzystanie w geodezji i nawigacji*. Warszawa: Instytut Geodezji i Kartografii.

Westphal, M., 1993. *Paleomagnetyzm i własności magnetyczne skał*. Warszawa: PWN.

Wiese, H., 1962. Geomagnetische Tiefentellurik Teil II: Die Streichrichtung der Untergrundstrukturen des elektrischen Widerstandes, erschlossen aus geomagnetischen Variationen. *Pure and Applied Geophysics*, 52(1), pp. 83-103.

Spis ilustracji

Rysunek 1.1 Charakterystyczne wartości oporności dla wybranych typów skał, wg. (Brasse, 2003) , zmienione.....	9
Rysunek 1.2 Przykładowe funkcje przejścia dla trzech stacji: górny panel to oporność pozorna, drugi to fazy, trzeci to składowa rzeczywista wektorów indukcyjnych, a czwarty panel to składowa urojona wektorów indukcyjnych; wg (Schäfer, et al., 2011).	19
Rysunek 1.3 Przykładowe wektory indukcyjne dla stacji Ottawa. Lewy wykres przedstawia część rzeczywistą, a prawy urojoną wektorów indukcyjnych. Na osi poziomej są wartości okresu T w sekundach.....	19
Rysunek 1.4 Przykładowa mapa z naniesionymi wektorami indukcyjnymi dla jednego okresu, wg. (Neska, et al., 2008).....	20
Rysunek 1.5 Przykładowe modele dwuwymiarowe oporności elektrycznej, wg. (Ernst, et al., 2008).....	21
Rysunek 1.6 Lewa strona: krzywe oporności pozornej (górny panel) i fazy (dolny panel), stacji MT będącej pod wpływem szumu kolejowego. Typowe efekty źródłowe są widoczne dla okresów poniżej 300 sekund (por. tekst). Prawa strona: te same funkcje przejścia po korekcji wg. (Neska, 2016).	23
Rysunek 1.7 Przykładowe wektory indukcyjne uzyskane dla obserwatorium w Belsku, będące pod wpływem linii kolejowej w odległości około 14 km. przed korektą, wg. (Neska, et al., 2013).....	24
Rysunek 1.8 Przykładowe wektory indukcyjne uzyskane dla obserwatorium w Belsku, będące pod wpływem linii kolejowej w odległości około 14 km. po korekcie, wg. (Neska, et al., 2013).	24
Rysunek 2.1 Elementy ziemskiego pola magnetycznego, wg. (Butler, 1992), zmienione.	28
Rysunek 2.2 Rozkład wektora całkowitego natężenia pola magnetycznego na składowe, wg. (Butler, 1992), zmienione.....	30
Rysunek 2.3 Rozmieszczenie obserwatoriów zrzeszonych w sieci INTERMAGNET.	33
Rysunek 2.4 Przykładowy magnetogram dla stacji Belsk z dnia 26.03.2000.....	33

Rysunek 2.5 Liczba nocy z zarejestrowanymi zorzami polarnymi w obserwatorium Sodankylä, wg. https://www.sgo.fi/Data/AllSky/allskyData.php	35
Rysunek 2.6 Aktywność słoneczna w latach 1976-2005, wg. https://pl.wikipedia.org/	37
Rysunek 2.7 Wartość Total Sunspot Number, wg. http://www.sidc.be/silso/	37
Rysunek 3.1 Wektory DIA policzone dla stacji BDV (Republika Czeska). Pomarańczowe strzałki reprezentują wektory indukcyjne otrzymane dla sezonu letniego, niebieskie strzałki reprezentują wektory indukcyjne otrzymane dla sezonu zimowego, fioletowe strzałki reprezentują wektory DIA (Difference Induction Arrows).	43
Rysunek 3.2 Otrzymane wektory DIA dla okresu 2560 sekund.	44
Rysunek 3.3 Przykładowe wektory DIA dla okresu 3233 sekund. Wykres Przedstawia składową północną (X) wektorów rzeczywistych: YearlyDIA (kolor niebieski), SummerDIA (kolor pomarańczowy), WinterDIA (kolor żółty).	49
Rysunek 4.1 Typowe wyniki otrzymane dla stacji zlokalizowanych w wysokich (THL), średnich (BDV) i niskich (MBO) szerokościach geograficznych. Pomarańczowe wektory reprezentują dane z sezonu letniego, niebieskie wektory reprezentują dane z sezonu zimowego, a fioletowe reprezentują otrzymane wektory DIA, wg. (Bury, 2020), zmienione.	51
Rysunek 4.2 Otrzymane wektory DIA dla okresu 903 sekund.	53
Rysunek 4.3 Otrzymane wektory DIA dla okresu 2560 sekund.	54
Rysunek 4.4 Otrzymane wektory DIA dla okresu 10240 sekund.	55
Rysunek 4.5 Wartości składowej rzeczywistej wektorów DIA dla wszystkich stacji w zależności od szerokości geomagnetycznej dla okresu 2560 sekund. Na osi poziomej szerokość geomagnetyczna stacji, na osi pionowej wartość składowej rzeczywistej w kierunku północnym (X).	56
Rysunek 4.6 Wartości składowej rzeczywistej wektorów DIA dla wszystkich stacji, w zależności od szerokości geomagnetycznej dla okresu 2560 sekund. Na osi poziomej szerokość geomagnetyczna stacji, na osi pionowej wartość składowej rzeczywistej w kierunku wschodnim (Y).	56
Rysunek 4.7 Wartości składowej rzeczywistej wektorów DIA dla wszystkich stacji, w zależności od szerokości geomagnetycznej dla okresu 10240 sekund. Na osi poziomej	

szerokość geomagnetyczna stacji, na osi pionowej wartość składowej rzeczywistej w kierunku północnym (X).	57
Rysunek 4.8 Wartości składowej rzeczywistej wektorów DIA dla wszystkich stacji w zależności od szerokości geomagnetycznej dla okresu 10240 sekund. Na osi poziomej szerokość geomagnetyczna stacji, na osi pionowej wartość składowej rzeczywistej w kierunku wschodnim (Y).	57
Rysunek 4.9 Wektory DIA dla okresu 3233 sekund dla stacji BEL. Wykres Przedstawia składową północną (X) wektorów rzeczywistych: YearlyDIA (kolor niebieski), SummerDIA (kolor pomarańczowy), WinterDIA (kolor żółty).	59
Rysunek 4.10 Wektory DIA dla okresu 3233 sekund dla stacji BEL. Wykres Przedstawia składową wschodnią (Y) wektorów rzeczywistych: YearlyDIA (kolor niebieski), SummerDIA (kolor pomarańczowy), WinterDIA (kolor żółty).	60
Rysunek 4.11 Wektory DIA dla okresu 1181 sekund dla stacji ESK. Wykres Przedstawia składową północną (X) wektorów rzeczywistych: YearlyDIA (kolor niebieski), SummerDIA (kolor pomarańczowy), WinterDIA (kolor żółty).	60
Rysunek 4.12 Wektory DIA dla okresu 1181 sekund dla stacji ESK. Wykres Przedstawia składową wschodnią (Y) wektorów rzeczywistych: YearlyDIA (kolor niebieski), SummerDIA (kolor pomarańczowy), WinterDIA (kolor żółty).	61
Rysunek 4.13 Wektory DIA dla okresu 7927 sekund dla stacji FUR. Wykres Przedstawia składową północną (X) wektorów rzeczywistych: YearlyDIA (kolor niebieski), SummerDIA (kolor pomarańczowy), WinterDIA (kolor żółty).	61
Rysunek 4.14 Wektory DIA dla okresu 7927 sekund dla stacji FUR. Wykres Przedstawia składową wschodnią (Y) wektorów rzeczywistych: YearlyDIA (kolor niebieski), SummerDIA (kolor pomarańczowy), WinterDIA (kolor żółty).	62
Rysunek 4.15 Wektory DIA dla okresu 1181 sekund dla stacji ABK. Wykres Przedstawia składową północną (X) wektorów rzeczywistych: YearlyDIA (kolor niebieski), SummerDIA (kolor pomarańczowy), WinterDIA (kolor żółty).	62
Rysunek 4.16 Wektory DIA dla okresu 1181 sekund dla stacji ABK. Wykres Przedstawia składową wschodnią (Y) wektorów rzeczywistych: YearlyDIA (kolor niebieski), SummerDIA (kolor pomarańczowy), WinterDIA (kolor żółty).	63

Rysunek 4.17 Wektory DIA dla okresu 3233 sekund dla stacji SOD. Wykres Przedstawia składową północną (X) wektorów rzeczywistych: YearlyDIA (kolor niebieski), SummerDIA (kolor pomarańczowy), WinterDIA (kolor żółty).	63
Rysunek 4.18 Wektory DIA dla okresu 3233 sekund dla stacji SOD. Wykres Przedstawia składową wschodnią (Y) wektorów rzeczywistych: YearlyDIA (kolor niebieski), SummerDIA (kolor pomarańczowy), WinterDIA (kolor żółty).	64
Rysunek 4.19 Wektory DIA dla okresu 7927 sekund dla stacji FUR. Wykres Przedstawia składową północną (X) wektorów rzeczywistych: YearlyDIA (kolor niebieski), SummerDIA (kolor pomarańczowy), WinterDIA (kolor żółty). W innej skali naniesiono wartość średnich miesięcznych Total Sunspot Number - kolor fioletowy.....	65
Rysunek 4.20 Wektory DIA dla okresu 3233 sekund dla stacji SOD. Wykres Przedstawia składową północną (X) wektorów rzeczywistych: YearlyDIA (kolor niebieski), SummerDIA (kolor pomarańczowy), WinterDIA (kolor żółty). W innej skali naniesiono wartość średnich miesięcznych Total Sunspot Number - kolor fioletowy.....	66
Rysunek 4.21 Wektory DIA dla sezonu zimowego 2001 roku dla stacji SOD.	68
Rysunek 4.22 Wektory NonAuroraDIA dla sezonu zimowego 2001 roku dla stacji SOD.	68

Spis tabel

Tabela 2.1 - Lokalizacja obserwatoriów geomagnetycznych. (Współrzędne geomagnetyczne pobrane ze strony wdc.kugi.kyotou.ac.jp/igrf/gggm) 38

Tabela 3.1 Lokalizacja wybranych 12 obserwatoriów geomagnetycznych z Europy. (Współrzędne geomagnetyczne pobrane ze strony wdc.kugi.kyotou.ac.jp/igrf/gggm) 45