

Univerzita Karlova v Praze
Matematicko–fyzikální fakulta

DISERTAČNÍ PRÁCE



Zbyšek Mořna

Studium variability ionosféry

Katedra fyziky povrchů a plazmatu

Vedoucí disertační práce: RNDr. Petra Koucká Knížová, Ph.D.

Studijní program: Fyzika

Studijní obor: 4f2 - Fyzika plazmatu a ionizovaných prostředí

Praha 2013

Děkuji všem, kdo se podíleli na vzniku této práce. Moje poděkování patří v první řadě mé vedoucí, RNDr. Petře Koucké Knížové, Ph.D. za obětavé vedení, doc. RNDr. Ondřejovi Santolíkovi, Dr. za cenné rady, kolegům a kolegyním z Ústavu fyziky atmosféry, zejména RNDr. Janu Laštovičkovi, DrSc., Josefu Boškovi, CSc., ing. Dalie Burešové, CSc., Tereze Šindelářové Ph.D., Mgr. Evě Macušové, Mgr. Danovi Koubovi a mnoha dalším za podporu a přátelské vztahy. Chci vyjádřit velký obdiv kolektivu zaměstnanců KFPP za úžasné prostředí, které pro své studenty vytvářejí, zejména prof. RNDr. Janě Šafránkové, DrSc. a prof. RNDr. Zdeňkovi Němečkovi, DrSc., a nejen jim. Děkuji kolegům z francouzské CNRS Dr. P. Abrymu a Dr. S. Rouxovi za laskavé poskytnutí software pro scaling analýzu.

Hlavně ale děkuji členům mé rodiny za podporu, důvěru, krásné chvíle a vše, co pro mě v životě udělali. Děkuji všem blízkým a přátelům, kteří mě podporovali. Děkuji také Pražským pěvcům za léta s krásnou hudbou.

Práce byla podpořena projekty GA ČR (P209/12/2440 a P205/06/1619) a projektem GA AV ČR (IAA300420704).

Prohlašuji, že jsem tuto disertační práci vypracoval samostatně a výhradně s použitím citovaných pramenů, literatury a dalších odborných zdrojů.

Beru na vědomí, že se na moji práci vztahují práva a povinnosti vyplývající ze zákona č. 121/2000 Sb., autorského zákona v platném znění, zejména skutečnost, že Univerzita Karlova v Praze má právo na uzavření licenční smlouvy o užití této práce jako školního díla podle §60 odst. 1 autorského zákona.

V Praze dne 29. 10. 2013

Podpis autora

Název práce: Studium ionosférické variability

Autor: Zbyšek Mošna

Katedra: Katedra fyziky povrchů a plazmatu

Vedoucí disertační práce: RNDr. Petra Koucká Knížová, Ph.D., Ústav fyziky atmosféry, v.v.i. AV ČR

Abstrakt: Vysoká variabilita ionosféry souvisí s působením sluneční a geomagnetické aktivity a vlnovými procesy v neutrální atmosféře. Scaling analýza slunečních a geomagnetických indexů F10.7, SSN, Dst, Kp, AE a kritických frekvencí foF2 ukazuje podobnou strukturu dat u Kp, AE a foF2 na periodách v rozmezí 4–32 dnů. Struktura řady foF2 závisí na poloze stanice. Korelační koeficient mezi foF2 a geomagnetickými a slunečními indexy silně závisí na délce studované periody. Z širokého spektra planetárních vln zprostředkovávají vazbu mezi stratosférou a ionosférou v oblasti Es zřejmě převážně vlastní módy planetárních vln. Analyzované poruchy meziplanetárního magnetického pole (koronální vývrhy hmoty CME, magnetické oblaky MC a vysokorychlostní sluneční proudy HSS) vedly ke snížení maximální elektronové koncentrace, zvýšení vrstvy F2 a oscilacím ve výšce a maximální elektronové koncentraci na periodách v řádu hodin.

Klíčová slova: variabilita ionosféry, scaling analýza, geomagnetická a sluneční aktivita, neutrální atmosféra

Title: Study of ionospheric variability

Author: Zbyšek Mošna

Department: Department of Surface and Plasma Science

Supervisor: RNDr. Petra Koucká Knížová, Ph.D. Institute of Atmospheric Physics, Academy of Sciences of the Czech Republic

Abstract: High variability of the ionosphere is connected to geomagnetic, solar, and neutral atmosphere wave activity. Results of scaling analysis of solar data (F10.7, SSN), geomagnetic indices (Dst, Kp, AE), and ionospheric critical frequencies (foF2) show similar structure of Kp, AE and foF2 at periods in the range from 4 to 32 days. Data structure depends on the location of ionospheric stations. Correlation coefficients between foF2 and geomagnetic and solar indices depend on length of time scale. We show that vertical coupling exists between neutral atmosphere activity and sporadic E layer area. This connection is located predominantly on periods corresponding to internal modes of planetary waves. Interplanetary magnetic field discontinuities (Coronal mass ejections, Magnetic clouds, High speed solar streams) affect strongly the ionosphere. Analysed events lead to lowering of foF2, increase in heights of the layer F2 and oscillations of hmF2 and foF2 on periods in the order of hours.

Keywords: scaling analysis, geomagnetic and solar activity, neutral atmosphere effects on the ionosphere

Mimoto atomy, metané z hlubiny věcí
a z nitra, jako je sluneční světlo a teplo
odpoutají se za jedno mžiknutí oka
a už se rozlijí po celé oblasti nebes,
proletí moře a napojí zemi i blankyt.
Jak asi poletí ty, jež čekají v čele,
když jejich odtržení nic neklade odpor?
O to jsou právě rychlejší, doletí dále
a uběhnou dráhu mnohonásobně větší
za tutéž dobu, co oblohu osvětlí slunce.

Lukrecius, O podstatě světa.

Obsah

Úvod	3
1 Ionosféra	4
1.1 Ionizační a rekombinační procesy v ionosféře	6
1.1.1 Vrstva D	6
1.1.2 Vrstva E	7
1.1.3 Vrstva F1	8
1.1.4 Vrstva F2	9
1.2 Měření základních parametrů ionosféry	9
1.3 Vliv přílivových a planetárních vln na ionosféru	14
1.4 Sporadické E-vrstvy	15
2 Sluneční aktivita a její vliv na ionosféru	19
2.1 Bouře a subbouře	21
2.1.1 Mechanismus vzniku ionosférických poruch	21
2.1.2 Typy ionosférických poruch	22
2.2 Negativní a pozitivní bouře	23
2.2.1 Negativní bouře vyvolaná změnami složení neutrální atmo- sféry	23
2.2.2 Pozitivní bouře způsobené meridionálními větry	23
3 Scaling – invariance délek	25
3.1 Fraktály a soběpodobnost	25
3.2 Scaling funkce $\zeta(q)$	28
3.3 Výpočet scaling funkce $\zeta(q)$	28
3.4 Multifraktalita a monofraktalita	30
3.4.1 Multifraktální analýza a spektrum singularit	31
4 Data	33
4.1 Sluneční indexy	33
4.2 Geomagnetické indexy	34
4.2.1 AE-indexy	34
4.2.2 K-, Kp- indexy	35
4.2.3 Dst index	35
4.3 Ionosférická data	35
5 Cíle práce	37
6 Porovnání ionosférických algoritmů Polan a NHPC	38
6.1 Profily elektronové koncentrace	39
6.2 Statistické výsledky	41
6.3 Shrnutí porovnání algoritmů POLAN a NHPC	44

7	Analýza sporadického zvrstvení	46
7.1	Sporadické zvrstvení a vazba na neutrální atmosféru	46
7.1.1	Kontinuální waveletová transformace, cross waveletová transformace a waveletová koherence	46
7.2	Shrnutí vazby neutrální atmosféra–Es vrstva	48
8	Ionosférická odezva na poruchy ve slunečním větru	50
8.1	HSS a MC, 2004	51
8.2	HSS a CME, říjen 2005	53
8.3	MC 2010 a 2012	55
8.4	Shrnutí ionosférické odezvy na sluneční události	56
9	Scaling analýza ionosférických, slunečních a geomagnetických dat	61
9.1	Analýza h pro dlouhodobé časové řady F10.7, Dst, Kp, Σ Kp a foF2	61
9.2	Vzájemná korelace ionosférické, geomagnetické a sluneční aktivity s použitím scaling analýzy	64
9.2.1	Korelace foF2 z jednotlivých ionosférických stanic	65
9.2.2	Korelace foF2 a slunečních indexů	65
9.2.3	Korelace foF2 a geomagnetických indexů	66
9.3	Shrnutí scaling analýzy	67
	Závěr	68
	Přílohy	79
	Příloha A Seznam publikací	80
	Příloha B WCT, XWT a WTC pro teploty, foEs a hEs 2004–2008	81
	Příloha C D(h) pro foF2, Dst, Kp, AE a F10.7	89

Úvod

Práce se zabývá proměnlivostí ionosféry v rozmezí period v řádech minut po několika slunečních cyklů v závislosti na geomagnetické aktivitě, sluneční aktivitě a vlnových procesech v neutrální atmosféře. Vysoká variabilita ionosféry souvisí s působením vnějších vlivů (sluneční a geomagnetická aktivita) i s vlnovými procesy v neutrální atmosféře a jejich následným šířením zemskou atmosférou. Nelinearita, dlouhodobá paměť, překryvy trendů, či nestacionarita datových řad způsobují problémy a pro analýzu dat je tedy obtížné použít jen „klasické“ metody spektrální analýzy založené na Fourierově transformaci či (auto)korelaci.

Kapitoly 1 a 2 jsou věnovány úvodu do studia ionosférických procesů a vlivu sluneční aktivity na ionosféru. Kapitola 3 se zabývá teoretickým konceptem scale invariance. Použitá data jsou popsána v kapitole 4, kapitola 5 vymezuje cíle práce.

Rozdílům mezi vyhodnocením pozemního měření pomocí dvou algoritmů POLAN a NHPC pro výpočet profilu elektronové koncentrace je věnována kapitola 6.

Vazbou neutrální atmosféry a ionosféry v oblasti stratosféry, mezoféry a dolní termosféry se zabývá kapitola 7. Cross waveletová analýza a waveletová koherence zde byly použity pro hledání vazby mezi stratosférou reprezentovanou její teplotou a hlavními parametry sporadické vrstvy Es.

Detailní měření kritických frekvencí a výšek vrstvy F2 s vysokým rozlišením (ionosférická pozemní měření každých 5-15 min) byly podkladem pro studium odezvy ionosféry na různé projevy extrémní sluneční aktivity a poruchy meziplanetárního magnetického pole. Výsledky jsou shrnuty v kapitole 8.

V kapitole 9 jsme se pomocí scaling analýzy dlouhých časových řad o délce několika slunečních cyklů pokusili vymezit oblasti period, na kterých pravděpodobně existuje významný vliv sluneční a geomagnetické aktivity na ionosféru.

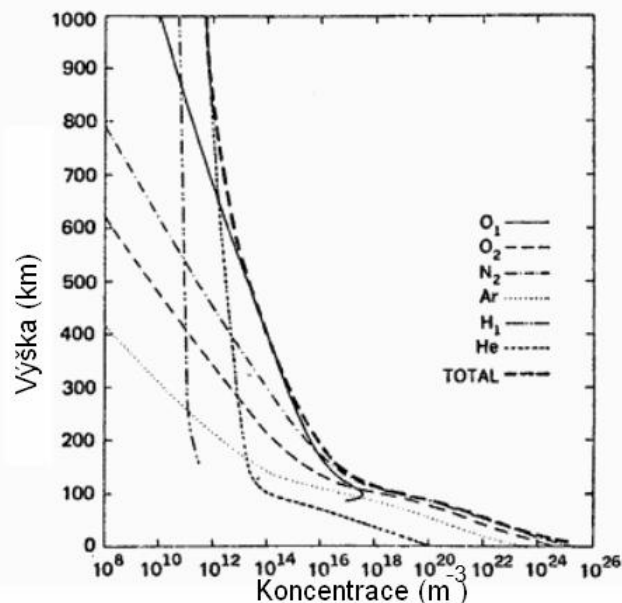
1. Ionosféra

Ionosféra představuje ionizovanou část horní atmosféry, která obsahuje dostatečné množství elektricky nabitých částic, a kde dochází k podstatnému ovlivňování šíření radiových vln. Při šíření vln v prostředí plazmatu magnetického pole dochází k modifikaci jejich pohybu, například absorpci nebo odrazu [Chen, 1984; Davies, 1990]. V přítomnosti magnetického pole dochází k rozštěpení elektromagnetické vlny na dva charakteristické módy – řádný a mimořádný mód s odlišnou polarizací [Davies, 1990].

Ionosféra ovlivňuje velkou měrou výsledky měření technických zařízení typu globální navigační systémy GNSS (například GPS, GALILEO, Glonass atd.) i telekomunikační a další systémy [Belehaki et al., 2007].

Spodní hranice ionosféry se ve dne nachází přibližně ve výšce 50 km a v noci okolo 90 km. Horní hranice není definována přesnou výškovou hodnotou, ale pomocí iontového složení jako výška, ve které začínají převládat lehké ionty H^+ , He^+ . Ionosféra zde přechází do protonosféry/plazmasféry a magnetosféry [Tascioni, 1994].

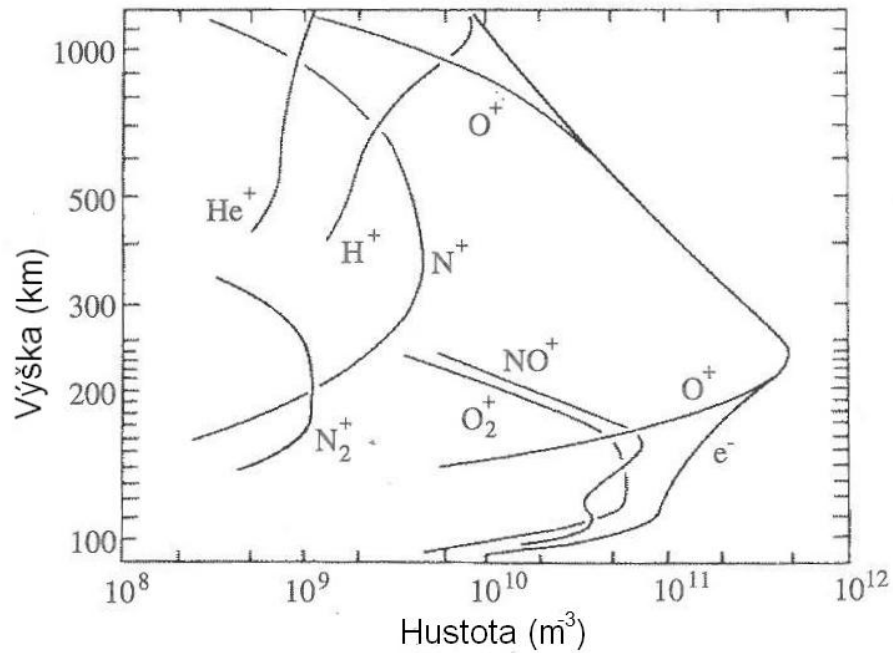
Horní atmosféra je směs ionizovaných a neutrálních částic. Stupeň ionizace (podíl ionizovaných částic vůči neutrálním) s výškou narůstá, ale až do výšek do cca 1000 km je výrazně menší než jedna. Obr. 1.1 uvádí složení neutrálních částic pro výšky 0–1000 km.



Obrázek 1.1: Hustota neutrálních částic v závislosti na výšce: O_1 , O_2 , N_2 , Ar, H_1 , He, Total (převzato z Richmond [1983]).

V oblastech maxima elektronové (iontové) koncentrace (výška okolo 250–300 km), kde je hustota neutrálních částic v řádu 10^{15} m^{-3} , je stupeň ionizace v rozmezí $10^{-4} - 10^{-3}$ (dominantním iontem je zde O^+ , obr. 1.2).

Chování ionosféry se významně liší v závislosti na zeměpisné šířce. Z tohoto důvodu se rozlišují tři hlavní oblasti: ionosféra vysokých, středních a nízkých šířek. Ionosféra středních šířek má nejpravidelnější chování a nejlépe odpovídá kla-



Obrázek 1.2: Ionosférické iontové složení ve středních šířkách (převzato z Prölss [2004])

sickým modelům. Ionosféra vysokých šířek je přímo vázána na magnetosférický chvost, zatímco ionosféra v nízkých šířkách je ovlivňována magnetosférickým kruhovým proudem [Hargreaves, 1992; Tascioni, 1994].

Zemskou atmosféru je možné členit podle několika hledisek. Pravděpodobně nejznámější je dělení podle průběhu teploty s výškou. Podle tohoto hlediska se atmosféra dělí na troposféru, stratosféru, mesosféru a termosféru. Podle složení, resp. procentuálního zastoupení plynů, je možné definovat homosféru a heterosféru, podle pohybu turbosféru a turbopauzu atd. Se vzrůstající výškou dochází ke změně koncentrace jednotlivých prvků. Dolní a střední atmosféra, kde je poměr prvků díky turbulentnímu míšení prakticky konstantní, se nazývá homosféra a složení plynu se s výškou významně nemění (až na vodní páru a minoritní složky, např. O_3). Ve větších výškách dochází ke gravitační separaci, kdy koncentrace těžších plynů klesá rychleji než je tomu u plynů lehčích. Tato oblast se nazývá heterosféra. Podle těchto kritérií se ionosféra nachází v oblasti mesosféry a termosféry, spodní část ionosféry se nachází v oblasti homosféry (vrstva D, E) i heterosféry (vrstva F).

Pokud má sluneční záření vstupující do atmosféry dostatečnou energii, neutrální částice absorbuje foton a dojde k ionizaci. S klesající výškou tak dochází k zeslabení intenzity slunečního záření na vlnových délkách odpovídajících ionizačním energiím plynů, které se nacházejí ve větších výškách. To, jaká je intenzita a spektrum slunečního záření v dané výšce a jaké plyny jsou zde přítomné, jsou rozhodující faktory pro ionizační procesy v dané výšce. V ionosféře se tak vytváří několik oblastí zvýšené koncentrace iontů a elektronů (ionosférické vrstvy), které se z historických důvodů nazývají D, E a F (směrem od země vzhůru). Vrstva F se někdy přes den (pokud ano, tak tomu dochází v létě) rozděluje na vrstvy s označením F1 a F2. V noci vzhledem k rychlému procesu neustálé rekombinace

dochází v oblastech dostatečně vysoké hustoty plynu (vrstvy D, E a F1) k rapidnímu snížení koncentrace nabitých částic a vymizení těchto vrstev v důsledku přerušení ionizace po západu slunce. Koncentrace ionizovaných částic ve vrstvě F2 zůstává dostatečně vysoká i v noci.

1.1 Ionizační a rekombinační procesy v ionosféře

Ionizace je vznik elektricky nabitě částice (iontu) z atomu nebo molekuly pomocí záchytu nebo odštěpení nabitě částice (např. elektron, iont). Výslednou částicí může být kladný nebo záporný iont. Rekombinací rozumíme reakci nabitých částic za vzniku neutrální částice. Ionizace a rekombinace jsou pro stav ionosféry zásadní procesy a jejich často vysoké rychlostní koeficienty jsou jednou z příčin vysoké variability ionosféry. Ionizace plynu je způsobena zejména absorpcí fotonů s dostatečnou energií, interakcí plynu s částicemi slunečního větru a dalšími nabitými částicemi a v menší míře kosmickým zářením. Rekombinace (zánik iontů) probíhá reakcí molekulárního iontu s elektronem (disociativní rekombinace, rychlá reakce), atomárního iontu s elektronem (radiativní rekombinace, pomalá reakce) nebo výměnou elektronu z neutrální částice na pozitivní iont. Kombinací vlivu výškové závislosti koncentrace jednotlivých plynů i změny intenzity slunečního záření s výškou dochází ke stratifikaci ionosféry, ve které se vytvářejí následující oblasti zvýšené elektronové koncentrace (ionosférické vrstvy):

1.1.1 Vrstva D

Ve vrstvě D (výška cca 50–95 km) je hlavním ionizátorem záření Lyman- α (ionizace molekul NO) a v menší míře rentgenové záření 1-10 Å a extrémní ultrafialové záření¹. V období vysoké sluneční aktivity i v průběhu slunečních erupcí hlavní roli v ionizaci hraje tvrdé rentgenové záření. Vrstva D je jediná oblast, kde se tvoří záporné ionty, konkrétně O^- a O_2^- . Je typická nízkými iontovými koncentracemi (1 cm^{-3} v 50 km – 10^4 cm^{-3} v 90 km) a přítomností negativních iontů. Stupeň ionizace (podíl ionizovaných a neutrálních částic $\frac{N_i}{N_n}$) je v této vrstvě velmi nízký (maximálně 10^{-7}). Molekula O_2 tvoří (na rozdíl od molekuly N_2) negativní iont tříčásticovou reakcí v rovnici:

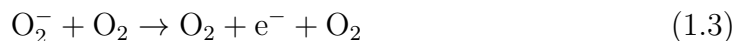


s rychlostní konstantou $k=5 \times 10^{-31}\text{ cm}^{-6}/\text{s}$.

Negativní ionty ve dne rekombinují odtržením elektronu fotonem s energií viditelného světla



a během dne i v noci srážkovým odtržením elektronu



¹Záření s nižšími energiemi je do velké míry absorbováno vyššími ionosférickými vrstvami.

s $k \approx 10^{-22} \text{ cm}^{-3} \text{ s}^{-1}$ (hodnota pro 200 K). Pozitivní ionty vznikají fotoionizací N_2 a O_2 slunečním rentgenovským zářením a dále ionizací NO fotony o energii odpovídající čáře Lyman- α v reakci



kde A reprezentuje N_2 , O_2 nebo NO. Zánik iontů pak probíhá vzájemnou rekombinací



s $k \approx 2 \times 10^{-7} \text{ cm}^{-3} \text{ s}^{-1}$. Dochází i k disociativní rekombinaci O_2^+ a NO^+



s rychlostní konstantou $k = 3 \times 10^{-7} \text{ cm}^3/\text{s}$, dále k rekombinaci srážkovým odtržením elektronu



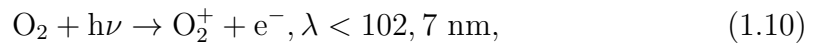
a k vzájemné přímé rekombinaci



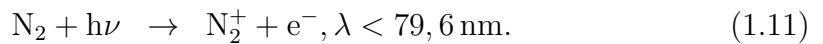
Pro tuto vrstvu jsou typické tzv. vodní klastry, těžké ionty odvozené z iontů H_3O^+ (např. H_5O_2^+ , obecně $\text{H}_{2n+1}\text{O}_n$).

1.1.2 Vrstva E

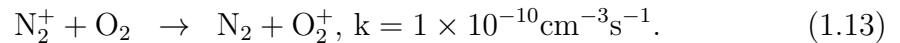
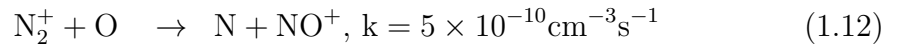
Nejvýznamnějšími ionty ve vrstvě E jsou O_2^+ a NO^+ . K ionizaci ve vrstvě E (maximum ionizace ~ 110 km) dochází zejména absorpcí fotonů s energií $h\nu > 12$ eV molekulou O_2



kde λ je vlnová délka ionizujícího záření a dále fotoionizací podle



Dochází také k následným reakcím s N_2^+ (přenos náboje)



Ve vrstvě E je disociativní rekombinace přímá (rov. 1.6 a 1.7). K úbytku iontů dále dochází radiativní rekombinací



ovšem radiativní rekombinace je mnohem pomalejší a výrazně se uplatňuje až ve vysokých šířkách v oblastech, kde je prakticky nulová koncentrace atmosférických molekul.

Změna elektronové koncentrace se dá obecně vyjádřit rovnicí kontinuity

$$\frac{\partial N}{\partial t} = q - L - \nabla \cdot (N \cdot \vec{u}), \quad (1.15)$$

kde N je hustota ionizovaných částic, q je rychlost vzniku iontů, $L(N)$ je rychlost ztráty a \vec{u} je transportní rychlost [Rishbeth, 1986]. Ztrátové procesy se dají vyjádřit pomocí rovnice

$$L = k_L [A^+] N_e, \quad (1.16)$$

kde k_L je rychlostní koeficient ztráty, $[A^+]$ je koncentrace O_2^+ nebo NO^+ a N_e je koncentrace elektronů. Protože ve vrstvě E platí

$$[A^+] \approx N_e, \quad (1.17)$$

po zanedbání transportního členu můžeme psát

$$L \approx k_L N_e^2. \quad (1.18)$$

Změna elektronové koncentrace je zde dána rozdílem mezi produkcí iontů a jejich úbytkem

$$\frac{dN_e}{dt} = q_\nu - k N_e^2, \quad (1.19)$$

kde q_ν symbolizuje ionizační procesy podle rov. 1.10–1.13. Střední doba života molekulárních iontů v E–vrstvě je pro představu asi 10 sekund, proto tato vrstva po západu slunce rychle vymizí.

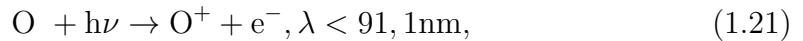
Vrstvy, ve kterých se ztrátové procesy řídí rovnicí

$$L = \alpha_{eff} N_e^2, \quad (1.20)$$

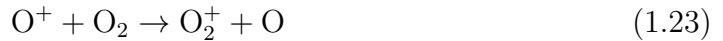
kde α_{eff} je efektivní rekombinační koeficient, se dají přibližně popsat Chapmanovým modelem a nazývají se α –Chapmanovy vrstvy [Chapman, 1931; Tascioni, 1994]. Vrstva E je tedy Chapmanova vrstva.

1.1.3 Vrstva F1

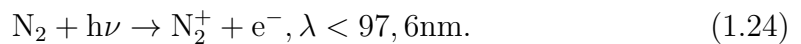
Ve vrstvě F1 (~ 140 – 200 km) je dominantním iontem O^+ , který vzniká přímou fotoionizací atomárního kyslíku



dále dochází ke vzniku NO^+ a O_2^+ přenosem náboje



a v menší míře se zde vyskytuje iont N_2^+



Rekombinační proces je řízen (rychlou) disociativní rekombinací.

Ztrátová rovnice je

$$L = k[A^+] N_e \quad (1.25)$$

a po dosazení $[A^+] = N_e$ vychází rovnice

$$L \approx k N_e^2, \quad (1.26)$$

Chování vrstvy F1 lze opět velmi dobře popsat modelem Chapmanovy vrstvy.

1.1.4 Vrstva F2

Vrstva F2 je oblastí, kde se obvykle nachází maximum elektronové koncentrace (výjimkou může být anomálně vysoká koncentrace elektronů ve vrstvě F1 nebo výskyt Es vrstvy s vyšší elektronovou koncentrací než v F2). Typické maximální koncentrace $[e^-]$ jsou zde cca 10^5 a 10^6 cm^{-3} pro noční, resp. polední časy. Ionizace probíhá stejným způsobem jako ve vrstvě F1, dvoustupňové rekombinační procesy jsou pak velmi pomalé, a to je příčinou toho, že vrstva F2 jako prakticky jediná přetrvává stabilně i v noci.

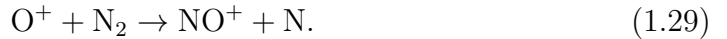
Ionizace dominantního iontu O^+ je přímá (rov. 1.21, tab. 1.1). Ztráta iontů O^+ přenosem náboje (rov. 1.12 a rov. 1.13) se dá vyjádřit rovnicí

$$L = \frac{dN_e}{dt} = -k[A]N_e. \quad (1.27)$$

Člen $[A]$ zde označuje koncentraci molekulárních plynů O_2 a zejména N_2 . Tato rovnice se dá přepsat do následující podoby

$$\frac{dN_e}{dt} = -\beta N_e, \quad (1.28)$$

kde $\beta = k[A]$ je klesající funkcí koncentrace neutrálních částic. Tento proces se nazývá Bradburyho, nebo také β (β -Chapmanova) rekombinace, na rozdíl od předešlé α -Chapmanovy rekombinace z rov. 1.20, která popisuje rozložení elektronové koncentrace ve vrstvách E a F1. Řešení rovnice 1.28 nevede k nalezení maxima. Podle této rovnice by elektronová koncentrace ve vrstvě F2 neomezeně rostla s výškou, což je v rozporu s existujícím maximem elektronové koncentrace v oblasti vrstvy F2. Pro realističtější popis vrstvy F2 je nutné uvažovat nejen rovnováhu chemických procesů, ale i atmosférickou dynamiku, tedy pohyby atmosférických plynů. Rekombinační proces je dvoustupňový. Prvním krokem je přenos náboje



Rychlost rekombinace je závislá na $\beta[\text{O}^+]$.

Druhým krokem je



Tento stupeň limituje rychlost celé rekombinace, jeho rychlost je závislá na $\alpha[\text{NO}^+]N_e$ a je velmi pomalá.

Rovnováha mezi ionizačně–rekombinačními procesy vede k tomu, že se zde obvykle nachází zmíněné maximum elektronové koncentrace z celé oblasti ionosféry (pokud ovšem neuvažujeme zvláštní případ sporadické E–vrstvy). Tato hodnota maximální elektronové koncentrace² se značí symbolem NmF2 a je důležitým parametrem ionosférických procesů.

1.2 Měření základních parametrů ionosféry

Pozemní ionosférické měření se standardně provádí na řadě světových observatoří metodou vertikální sondáže (např. Reinisch et al. [2005]; Ulich [1996]; Morris et al.

²Vztah mezi elektronovou koncentrací a plazmovou frekvencí je uveden v rov. 1.31.

Tabulka 1.1: Typické denní ionosférické parametry vrstvy F2 pro střední šířky a nízkou sluneční aktivitu

Výška	$\approx 170\text{--}1800$ km
Dominantní ionty	O^+, O_2^+, NO^+, H^+
Dominantní neutrály	O (N_2, O_2)
Maximální ionizace a výška	$\approx 4 \times 10^{11} \text{m}^{-3}$ v 280 km
Hustota neutrálních částic	$\approx 9 \times 10^{14} \text{m}^{-3}$ v 280 km
Hlavní zdroj	Fotoionizace O pomocí EUV (cca $17 \leq \lambda \leq 91$ nm)
Ztráty	Reakce s přenosem náboje pomocí N_2 a O_2 a následná disociativní rekombinace
Transport	Ambipolární difúze, neutrální vítr, drifty vyvolané el. poli
Teploty	$T_{\text{ion}} \approx T_{\text{neutral}} \approx 950$ K, $T_{\text{el}} \approx 2200$ K

[2004]; Galkin [2006]). Principem vertikální sondáže je vysílání vysokofrekvenčního elektromagnetického pulzu směrem vzhůru a měření doby návratu signálu po odrazu v ionosféře.

V ionizovaném prostředí je grupová rychlost elektromagnetického signálu nižší než rychlost světla a je funkcí plazmové frekvence (tzn. je i funkcí elektronové koncentrace). Rychlost signálu pak limitně klesá k nule v místě, kde je jeho frekvence rovna plazmové frekvenci (dochází ke stojatému vlnění) a signál se odráží zpět. Vertikální sondáž tedy dává informaci o plazmové frekvenci prostředí a pomocí měření doby návratu signálu získáváme tzv. virtuální výšku³ plazmatu o dané plazmové frekvenci. Následujícím krokem je vyslání pulzu s vyšší frekvencí a změření času návratu pulzu a tímto způsobem se změří celý požadovaný frekvenční rozsah. Výsledným frekvenčně výškovým diagramem je ionogram (obr. 1.3).

Měření výšky ionosféry pomocí odrazu bylo popsáno poprvé v [Breit a Tuve, 1926] za použití signálu o vlnové délce 70 m (4,28 MHz). Byla zaznamenána sezónní variace ve výšce vrstvy (efektivní výška byla stanovena na 80–210 km) a předpokládána závislost na denní době. Největší rozvoj v měření ionosféry nastal s využitím radaru po 2. světové válce a zejména pak po Mezinárodním geofyzikálním roce (IGY) 1957/1958, kdy byla uvedena do provozu řada ionosférických stanic po celém světě. V mírně modifikované formě je tento princip měření používán dodnes v přístrojích, které se nazývají ionosonda/digisonda.

Na stanici Průhonice probíhalo od roku 1957 soustavné měření pomocí ionosférické stanice AIS Izmiran a následně pomocí ionosondy IPS42 australského výrobce KEL Aerospace (od roku 1984 do roku 2004, obr. 1.3). Tento přístroj byl v roce 2004 nahrazen digisondou DPS-4. Digisonda DPS-4 pracuje zároveň jako radar a dopplerovský interferometr. Signál na stanici Průhonice je v současné době vysílán pomocí antény typu zkřížená dvojitá delta a má kruhovou polarizaci. Příjem odraženého signálu zajišťuje anténní pole složené ze čtyř zkřížených smyček, které se nacházejí ve vrcholech rovnostranného trojúhelníka a v jeho těžišti. Digisondou je možné rozlišit u odrazu řádný a mimořádný mód,

³Tato výška je vypočítána z předpokladu šíření signálu rychlostí světla, což v plazmatu neplatí. Proto je virtuální výška vždy větší než skutečná hodnota.



Obrázek 1.3: Ionogram ze stanice Průhonice změřený pomocí ionosondy IPS42 firmy KEL Aerospace. Na vodorovné ose je frekvence, na svislé ose je virtuální výška vrstev. Zaznamenány jsou odrazy z vrstev E, Es, F1 a F2. Na ionogramu je zobrazen řádný i mimořádný mód signálu.

Tabulka 1.2: Převodní tabulka pro typické hodnoty elektronových koncentrací a plazmových frekvencí v ionosféře

Plazmová frekvence (MHz)	2	4	6	8	10	12
Elektronová koncentrace (10^3 cm^{-3})	50	200	440	790	1230	1780

identifikovat směry příchodu odraženého signálu, měřit vertikální a horizontální rychlosti plazmatu atd. [Reinisch et al., 2005; Kouba a Koucká, 2012].

Na ionogramu (obr. 1.4) změřeném na stanici Průhonice pomocí sondy DPS – 4D [Reinisch et al., 2005] jsou vidět odrazy ze tří vrstev E, F1 a F2. Červenou barvou a jejími odstíny jsou označeny řádné módy odrazu a zeleně mimořádný mód. Ionogramy jsou odesílány do světových databází a aktuální i starší ionogramy jsou dostupné na adrese <http://digisonda.ufa.cas.cz>. Hodnoty foE, foF1 a foF2 označují kritické frekvence jednotlivých vrstev odvozené z profilu plazmové frekvence (plná čára). Hodnoty hmF2 a h'F2 označují (skutečnou) výšku maxima elektronové koncentrace a virtuální (zdánlivou) výšku vrstvy F2. Tento ionogram je příkladem typického denního letního ionogramu s plně vyvinutými vrstvami E, F1 a F2.

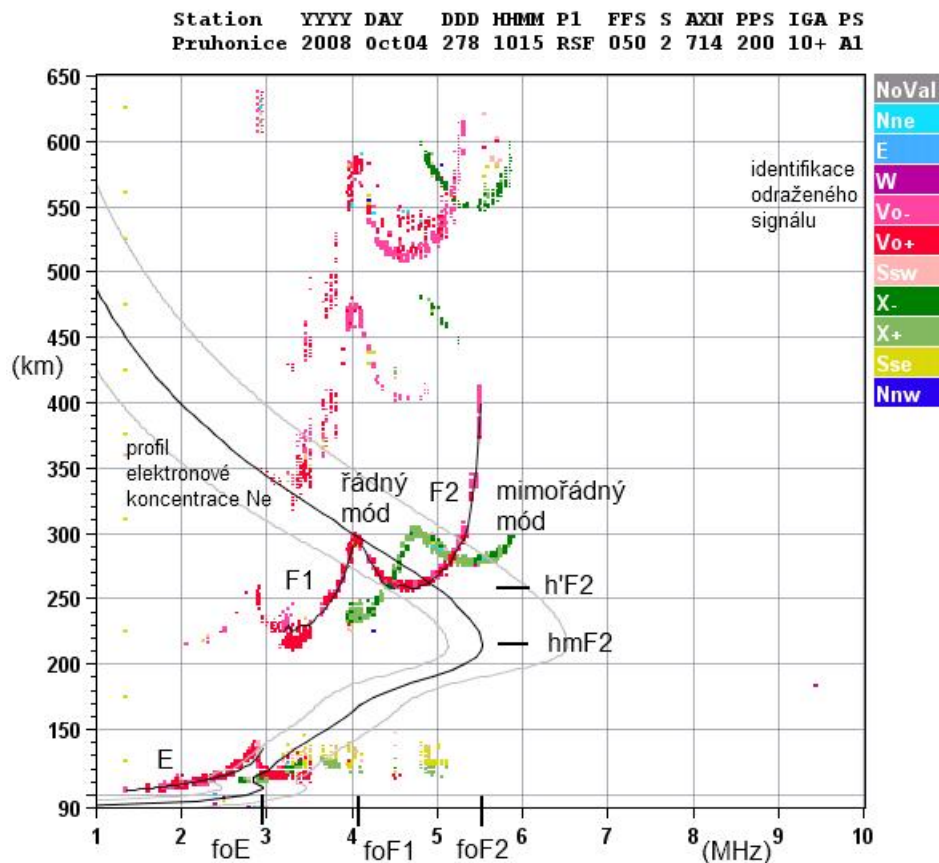
Maximální plazmové frekvence v jednotlivých vrstvách se nazývají kritické frekvence a označují se písmenem „fo“, kde o značí řádný (ordinary) mód, následované označením vrstvy. Kritické frekvence vrstev E, Es, F1 a F2 se značí foE, foEs, foF1 a foF2.

Vztah mezi elektronovou plazmovou frekvencí a elektronovou koncentrací je dán rovnicí

$$f_N^2 = \frac{N_e \cdot e^2}{\epsilon_0 \cdot m \cdot 4\pi}, \quad (1.31)$$

kde f_N , N_e , e , ϵ_0 a m značí plazmovou frekvenci, koncentraci částic, náboj elektronu, permitivitu vakua a hmotnost elektronu. Převod koncentrací a plazmové frekvence pro typické hodnoty v ionosféře je uveden v tab. 1.2.

Pojem plazmová frekvence se v ionosférickém výzkumu tradičně používá kvůli

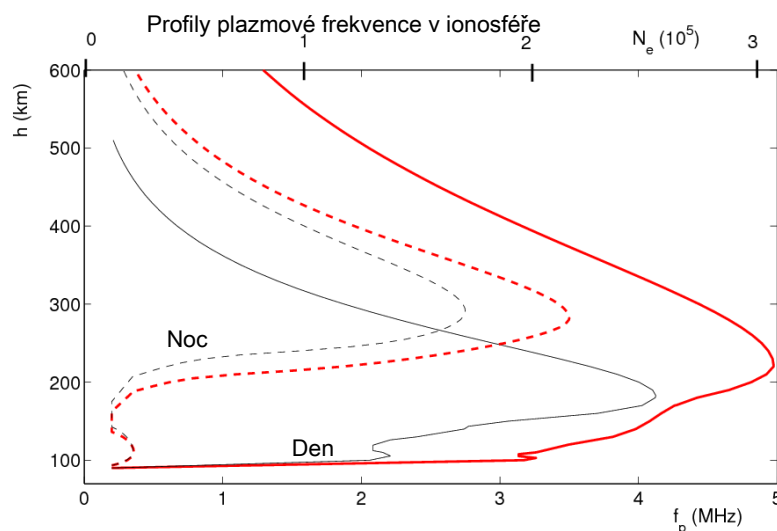


Obrázek 1.4: Ionogram ze stanice Průhonice změřený pomocí digisondy DPS-4. Na horizontální ose je plazmová frekvence, na vertikální ose je výška. Detekovány jsou vrstvy E, F1, F2 (typický denní letní ionogram). Indexy foE, foF1 a foF2 označují kritické frekvence jednotlivých vrstev, hmF2 je výška maxima elektronové koncentrace, h'F2 je zdánlivá výška vrstvy F2. Digisonda DPS-4 umožňuje rozlišit řádný (červeně) a mimořádný (zeleně) mód odrazu a směry příchodu odraženého signálu (legenda vpravo nahoře).

principu měření odrazem (maximální koncentrace ve vrstvách se tedy udávají pomocí maximální plazmové frekvence). Termín elektronová koncentrace se naopak používá ve spojení „profil elektronové koncentrace“, případně celková elektronová koncentrace (TEC) nebo při měřeních *in situ* pomocí přístrojů umístěných na satelitech.

Koncentrace elektronů N_e v závislosti na výšce je jedním ze základních parametrů pro popis ionosféry. Mění se v průběhu dne i noci, závisí na ročním období a na zeměpisné poloze. V první řadě závisí na sluneční a geomagnetické aktivitě, zejména intenzitě krátkovlnného slunečního záření, dále na stavu meziplanetárního magnetického pole. Profil elektronové koncentrace závisí i na procesech v neutrální atmosféře. Profily elektronové koncentrace pro letní a zimní období a den a noc jsou zobrazeny na obr. 1.5.

Signál o vyšší frekvenci, než je lokální maximální plazmová frekvence, se neodráží a prostředím prochází. Z toho vyplývá, že sondováním získáváme informaci pouze o plazmové frekvenci v dolní části ionosféry do výšky maxima elektronové

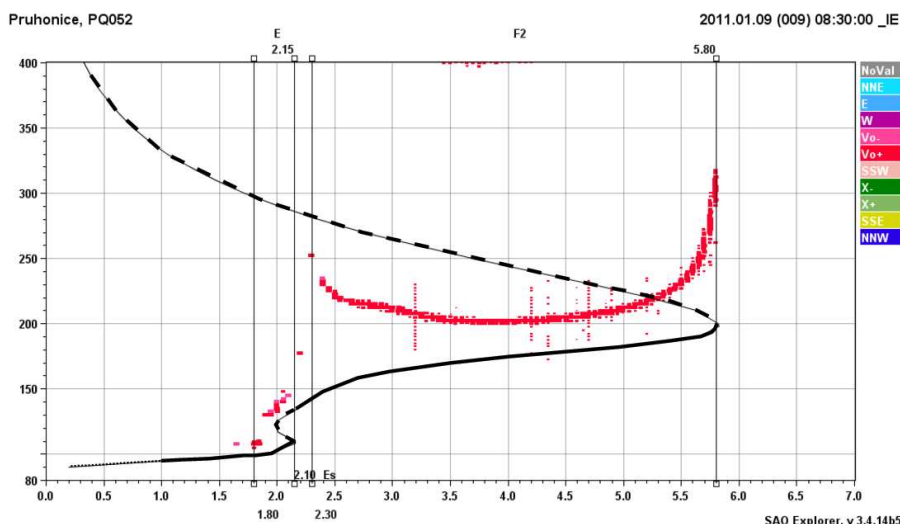


Obrázek 1.5: Letní (tlustá červená čára) a zimní (tenká černá čára) profily plazmové frekvence pro den (plná čára) a noc (přerušovaná čára). Koncentrace elektronů N_e v cm^{-3} je uvedena na horní horizontální ose obrázku.

koncentrace (obr. 1.6). Na tomto obrázku je vidět, které části jsou vypočteny přímo na základě měření, a které jsou dopočteny za pomoci modelů. Informace o plazmové frekvenci v některých oblastech profilu totiž není pomocí pozemního sondování dostupná. Vždy se jedná o oblast nad globálním maximem plazmové frekvence (f_oF2) a v konkrétním případě i o tzv. údolí, tedy oblast s lokálním minimem plazmové frekvence mezi vrstvou E a F. Vzhledem k tomu, že minimální sondovací frekvence v tomto případě byla 1 MHz, je i část profilu pod touto frekvencí extrapolována za použití modelu, protože o ní nejsou přímé informace z aktuálního měření. Podkladem pro použité modely pro spodní i horní část ionosféry jsou měření z raket, ze satelitů (topside soundery a měření koncentrace částic) [Mechtly, 2012; Chapman a Warren, 1968; Huang et al., 2002; Friedrich a Torkar, 2012], a dalších metod, zejména EISCAT radaru [Hagfors a Silen, 1982; Folkestad et al., 1983; Mikhailov, A. a Schlegel, K., 1997].

Pro konverzi ionogramů na reálný profil elektronové koncentrace se používají inverzní metody. Příkladem je algoritmus POLAN (POLynomial ANalysis, Titheridge [1985], využívaný například pro ionosondy typu IPS42) nebo software NHPC [Huang a Reinisch, 1997; Reinisch et al., 2005], používaný pro řadu digi-sond DPS-4/DPS-4D. Podle použitého zařízení na observatoři uživatelé upřednostňují konkrétní metodu. Pro interpretaci dat z jedné stanice s využitím jednoho algoritmu není jeho volba zásadní⁴. Při společné analýze dat z několika stanic ovšem může být použití různých algoritmů pro výsledek nevhodné a může vést k nesprávným závěrům. Této problematice je věnována kapitola 6.

⁴například pro studium trendů



Obrázek 1.6: Ionosondou měřitelné a neměřitelné (dostupné a nedostupné) části elektronového profilu. Dostupné části (plná čára) jsou vypočteny pomocí inverzních metod, nedostupné části (čárkovaná čára) jsou extrapolovány s využitím modelů. Oblast pod minimální sondovací frekvencí 1.0 MHz je vyznačena tečkovanou čarou.

1.3 Vliv přílivových a planetárních vln na ionosféru

Chování ionosféry je vázáno na mnoho faktorů, jako jsou stav neutrální atmosféry, geomagnetická aktivita a sluneční aktivita, a je velmi proměnlivé. Jsou známé změny cyklického či pravidelného charakteru související s pohyby Země a Slunce (1–denní, 27 denní, roční), sluneční aktivitou (~ 11 –22 leté), ale jsou pozorovány i změny, které nemají s těmito cykly přímou souvislost (např. Laštovička [2006]).

Atmosférické přílivové vlny jsou globální oscilace neutrální atmosféry s periodami, které jsou odvozené od periody otáčení Země kolem Slunce. Pohyb vln je ve východním i západním směru. Sluneční (termální) přílivové vlny jsou způsobeny ohřevem troposféry slunečním zdrojem a dále se šíří směrem vzhůru do termosféry (Forbes [1994]). Typické periody zahrnují 6, 8, 12 a 24 hodin.

Planetární vlny jsou rovněž buzené v troposféře a pokrývají široké spektrum period, např. 2, 5, 10 a 16 dní, a zhruba odpovídají vlastním (rezonančním) periodám neutrální atmosféry (Rossbyho módy) o periodách 1, 2, 5, 8 a 12 dní, posunuté vlivem převládajících větrů.

Vztahem mezi periodickými oscilacemi neutrální atmosféry a ionosférou se zabývají práce uvedené např. v referenční části práce [Mošna a Koucká Knížová, 2012, A8]. Jde jak o vztahy mezi neutrální atmosférou a spodní částí ionosféry tak, o vazbu neutrální atmosféry – oblast vrstvy F. Vazbou neutrální atmosféry a sporadické vrstvy Es⁵ se konkrétně zabývají např. Pancheva [2003]; Haldoupis

⁵viz následující podkapitola

et al. [2004, 2006]; Šauli a Bourdillon [2008]; Tsunoda et al. [1998] a další (např. nalezení podobné 7-denní periodicity v datech z Es a planetárních vlnách je publikováno v Haldoupis et al. [2002], vazba 6-denní oscilace Es na planetární vlny je uvedena v Zuo et al. [2009]). Tito autoři pozorovali shodný či podobný výskyt periodicit v planetárních vlnách a sporadické vrstvě. Tato pozorování potvrzují vliv planetárních vln na chování sporadické vrstvy. Pomocí studia chování Es vrstvy je možné detekovat aktivitu planetárních vln, které na sporadickou vrstvu působí, a tím i odvodit z ionosférických měření Es vrstvy vlastnosti planetárních vln.

1.4 Sporadické E-vrstvy

Sporadické E-vrstvy⁶ (Es vrstvy) se v letních měsících vyskytují v oblasti vrstvy E ve výškách mezi 90 a 120 (někdy i výše) km. Jejich výskyt navzdory názvu nemusí být občasný. Toto zvrstvení se může znenadání „objevit“ na několik hodin či dní a stejně tak nečekaně může zmizet⁷ (Whitehead [1961, 1989]; Mathews [1998]; Haldoupis et al. [2002, 2004]). Známá je sezónní, denní a půldenní periodicitu výskytu Es (např. Haldoupis et al. [2004, 2006]).

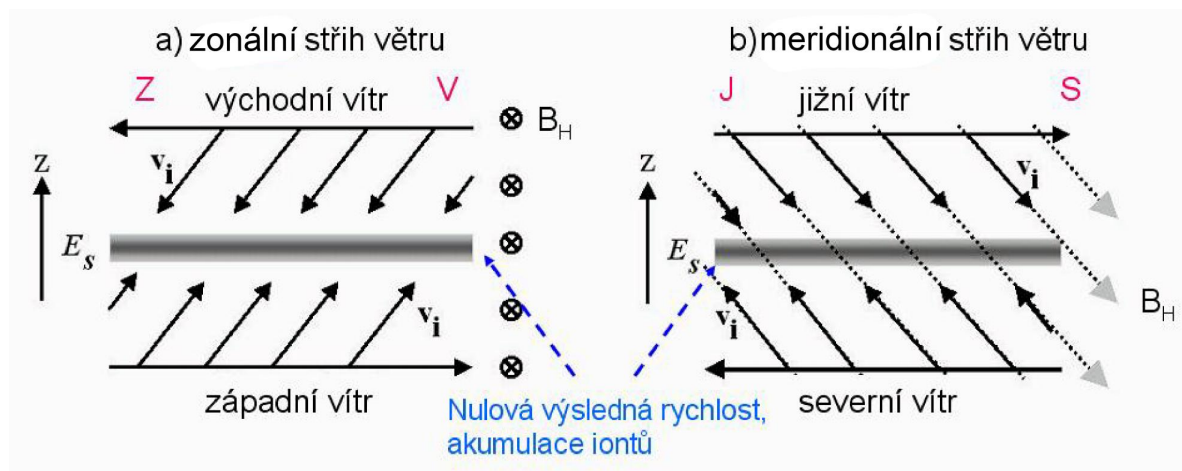
Ačkoliv je příspěvek elektronů v Es velmi malý v porovnání s celkovým obsahem elektronů v ionosféře (TEC) z důvodu malé mocnosti Es, kritická frekvence foEs bývá nezdědka vyšší než plazmová frekvence ve vrstvě F2, kde se obvykle nachází maximum elektronové koncentrace. Příspěvek elektronů v Es k TEC je tedy prakticky zanedbatelný, ale kvůli vysoké lokální koncentraci je vliv sporadické vrstvy na šíření elektromagnetických signálů často velmi zásadní (zejména pro šíření vln odrazem). Sporadické vrstvy jsou často schopny odrážet elektromagnetické vlny o vyšších frekvencích než obvyklé ionosférické vrstvy.

Ve sporadické vrstvě Es hrají dominantní roli srážky ionizovaných a neutrálních částic, což je příčinou relativně rychlých rekombinačních procesů. Mechanismus vzniku sporadických vrstev je nejčastěji vysvětlován působením vertikálního stříhu neutrálních větrů, jak je naznačeno na obr. 1.7 [Whitehead, 1961, 1989; Mathews, 1998]. Ve výškách vrstvy E dochází ke konvergenci kovových iontů (Na^+ , Ca^+ , Fe^+) do tenkých vrstev s mocností stovek metrů až jednotek km s celkovou tloušťkou cca 10 km [Clemesha, 1995]. Pro výšky pod cca 125 km jsou rozhodující zonální směry proudění neutrálního větru. Vertikální drifts plazmatu v těchto nižších výškách podléhají srážkám a pohyb plazmatu je ovlivněn převážně zonálními větry. Nejefektivnější stříh větru pro vznik Es vrstvy je východní (tedy vanoucí směrem na západ) vítr nahoře a západní vítr dole, protože východní směr způsobuje klesající drift a západní směr stoupající drift plazmatu.

Ve výškách nad cca 125–130 km je srážková frekvence natolik malá, že je pohyb plazmatu limitován zejména magnetickým polem. Dominantním činitelem ovlivňujícím vertikální pohyby plazmatu je zde meridionální proudění. Podmínky konvergence jsou na severní polokouli splněny při jižním větru nahoře a obráceném či pomalejším proudění v nižších výškách.

⁶Ačkoliv je množné číslo „vrstvy“ či výraz „zvrstvení“ správnější, v literatuře se běžně používá i jednotné číslo „vrstva“.

⁷Sporadická vrstva je i přes intenzivní studium ve vědeckých kruzích běžně označována za ionosférickou záhadu.



Obrázek 1.7: Vliv zonálního (levý obrázek) a meridionálního (pravý obrázek) proudění na tvorbu E_s vrstev. Vlivem větrů a magnetického pole \mathbf{B} o vhodné konfiguraci dochází k $\mathbf{v} \times \mathbf{B}$ driftovému pohybu nabitých částic. Při stříhu větrů pak dochází ke konvergenci iontů a ke vzniku tenké vrstvy. Upraveno podle [Haldoupis et al., 2004].

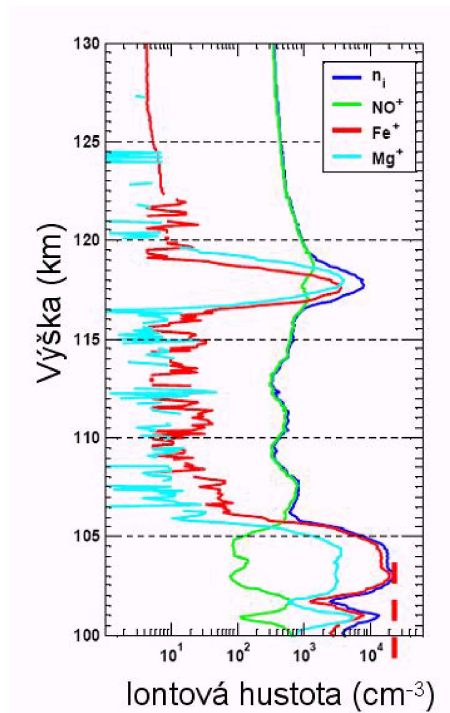
Sporadické vrstvy jsou na ionogramu viditelné jako vodorovné čáry ve výšce odpovídající výškám vrstvy E a vzhledem k často vysoké kritické frekvenci částicně či plně zastíňují výše ležící vrstvy. Morfologicky jde spíše o útvary oblakovitého či diskovitého charakteru než o souvislé zvrstvení. Průběh koncentrace kovových iontů změřených pomocí raketové sondáže je znázorněn na obr. 1.8.

Detekční limit ionosondy/digisondy je zdola omezen hodnotou gyrofrekvence (v okolí této frekvence dochází k útlumu vyslaných vln), a proto se sporadická vrstva s nižší plazmovou frekvencí na ionogramu nezobrazí, přestože může být v daném okamžiku přítomna.

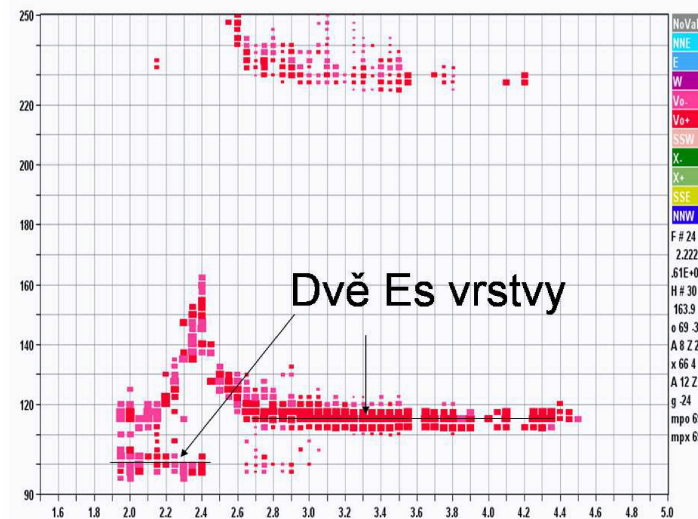
Ionogram ze stanice Průhonice (obr. 1.9) zobrazuje situaci s dvěma přítomnými E_s vrstvami. Parametry vrstev jsou $h'Es=100\text{km}$, $foEs=2,45\text{ MHz}$ pro nižší a $h'Es=110\text{km}$, $foEs=4,5\text{ MHz}$ pro vyšší detekovanou vrstvu.

Podle stříhové teorie je efektivita vzniku E_s vrstev největší ve středních šířkách, což je ve shodě s pozorováním (obr. 1.10).

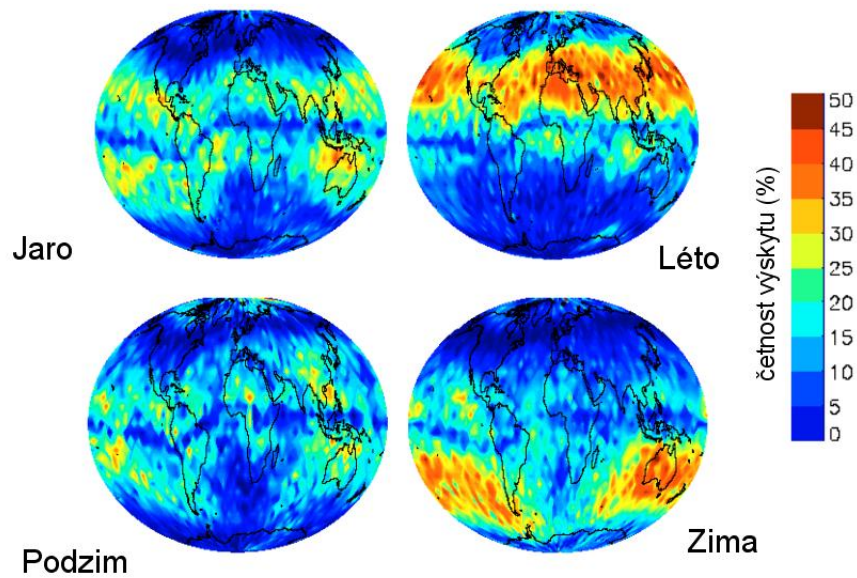
Rychlost ionizačních a rekombinačních procesů v E_s se pohybuje v řádu minut. Dynamika těchto procesů je demonstrována ionogramy na obr. 1.11. V čase 03:15 ionogram zobrazuje pouze odraz z vrstvy F2. V čase 03:30 dochází ke vzniku E_s s kritickou frekvencí $foEs=2,0\text{ MHz}$. O patnáct minut později je vidět vrstva E_s s kritickou frekvencí $foEs=5,4\text{ MHz}$ a v čase 04:00 pozorujeme plně vyvinutou sporadickou vrstvu s $foEs=7,0\text{ MHz}$, která zcela brání pozorování výše ležících vrstev. Čas mezi vznikem, poklesem a následným zánikem jednotlivých sporadických vrstev je obvykle několik minut až několik hodin.



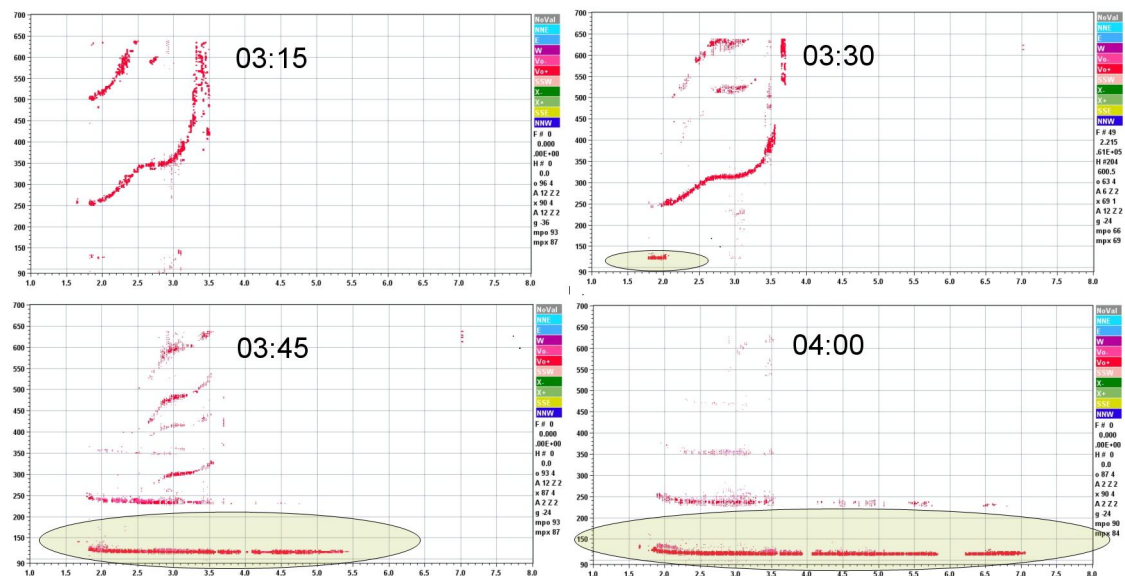
Obrázek 1.8: Koncentrace iontů v oblasti vrstvy E. Přerušovaná čára označuje detekční limit ionosondy (upraveno podle Roddy [2005]).



Obrázek 1.9: Detekce dvou sporadických vrstev pomocí digisondy DPS-4 na stanici Průhonice.



Obrázek 1.10: Prostorová a sezónní závislost výskytu sporadické vrstvy. Nejvyšší pravděpodobnost výskytu Es vrstvy je v oblastech středních šířek během lokálního léta (podle Arras et al. [2011]).



Obrázek 1.11: Dynamika tvorby sporadické vrstvy (stanice Průhonice). Sporadická vrstva je detekována v čase 00:30, v čase 04:00 je již plně vyvinuta a zastiňuje výše ležící vrstvy (dochází k tzv. blanketingu).

2. Sluneční aktivita a její vliv na ionosféru

Sluneční vítr je pokračování sluneční korony do velkých vzdáleností. Je způsoben obrovským rozdílem tlaku mezi spodní částí korony a kosmickým prostorem (např. Gombosi [1998]). Dnes je známo, že rychlost slunečního větru se ve vzdálenosti 1 AU od Slunce pohybuje většinou v rozmezí 300–800 km/s s průměrnou rychlostí cca 400–500 km/s a hustota elektronů je zhruba 5 cm^{-3} . Rychlost zvuku pro tuto hustotu částic je asi 60 km/s, takže rychlost slunečního větru je silně nadzvuková. Rychlost částic se vzdáleností od Slunce vzrůstá [Bisi, 2006]. Představa o existenci stálého proudu plazmatu pohybujícího se směrem od Slunce byla popsána např. v [Chapman a Ferraro, 1930] a navazujících pracích jako vysvětlení geomagnetických variací či polárních září [Biermann, 1951].

Tvar chvostu komet, který vždy míří směrem od Slunce, byl vysvětlen v [Biermann, 1957] pomocí nepřetržitého proudu nabitých částic proudících radiálně směrem od Slunce do meziplanetárního prostoru jako výsledek nerovnovážného stavu sluneční korony, která se rozpíná vlivem rozdílu tlaků mezi slunečním a meziplanetárním plazmatem. Detailnější popis expanze korony přinesli Parker [1958]; Chamberlain [1960]. Zatímco Parker došel k závěru, že proud částic se od Slunce pohybuje vysokou rychlostí a nazval ho slunečním větrem (solar wind) s předpokládanou nadzvukovou rychlostí okolo 500 km/s, Chamberlain se přikláněl k názoru, že rychlost částic je mnohem menší (podzvuková, kolem 10 km/s) a navrhl termín sluneční vánek (solar breeze). Tato debata byla rozřešena měřením rychlosti částic po vypuštění družic do kosmického prostoru (např. Gringauz [1961]; Bonetti et al. [1963]; Snyder et al. [1963]; Neugebauer a Snyder [1966]) a zvítězila Parkerova teorie.

Vliv sluneční aktivity na stav geomagnetického pole a periodické změny související s 27denní periodicitou Slunce byly pozorovány např. v [Bartels, 1932, 1934; Newton, 1932]. Zdánlivě paradoxní vyšší výskyt rekurentních (opakuujících se a tedy evidentně souvisejících s rotací Slunce) geomagnetických bouří v období slunečního minima (např. Bartels [1934]) byl později vysvětlen jako důsledek rychlého proudu částic, které mají původ ve slunečních koronálních děrách.

Vodivost reálného plazmatu je často možné považovat za nekonečnou. V bezsrážkovém plazmatu (což je např. sluneční vítr) je pak možné uplatnit koncept tzv. zamrzlého magnetického pole v plazmatu [Alfven, 1967], kde platí

$$\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} = \nabla \times (\mathbf{v} \times \mathbf{B}), \quad (2.1)$$

kde \mathbf{v} je rychlost plazmatu a \mathbf{B} je vektor magnetického pole. To znamená, že magnetické pole je unášeno pohybujícím se plazmatem [Baumjohann a Treumann, 1997]. Pohybující se sluneční vítr s sebou nese magnetické pole, které se při vhodné konstelaci ($B_z < 0$, tedy s obrácenou složkou B_z než má zemské magnetické pole) na denní straně propojuje se zemským magnetickým polem. Uzavřené zemské siločáry se tak otevírají a jsou unášeny ve směru slunečního větru. Na obr. 2.1 je znázorněno propojování magnetického pole slunečního větru se zemským (1–2), unášení siločar přes polární oblasti směrem na noční stranu (3–6), propojení otevřených siločar ve vzdálenosti kolem 100–200 R_E (7). Vzhledem

k magnetické tenzi se natažené spojené zemské siločáry vracejí směrem k Zemi a siločáry slunečního větru odcházejí směrem od Slunce (8). Tímto způsobem vzniká neustálý konvekční proud plazmatu v magnetickém ohonu. Magnetické pole z noční strany je nakonec dopraveno na denní stranu Země a celý koloběh se tak uzavírá. Spojování siločar a rekonekce se odehrává zejména v blízkosti tzv. X-linie (označení pro denní i noční stranu) nebo tzv. neutrální čáry (označení pro noční stranu).

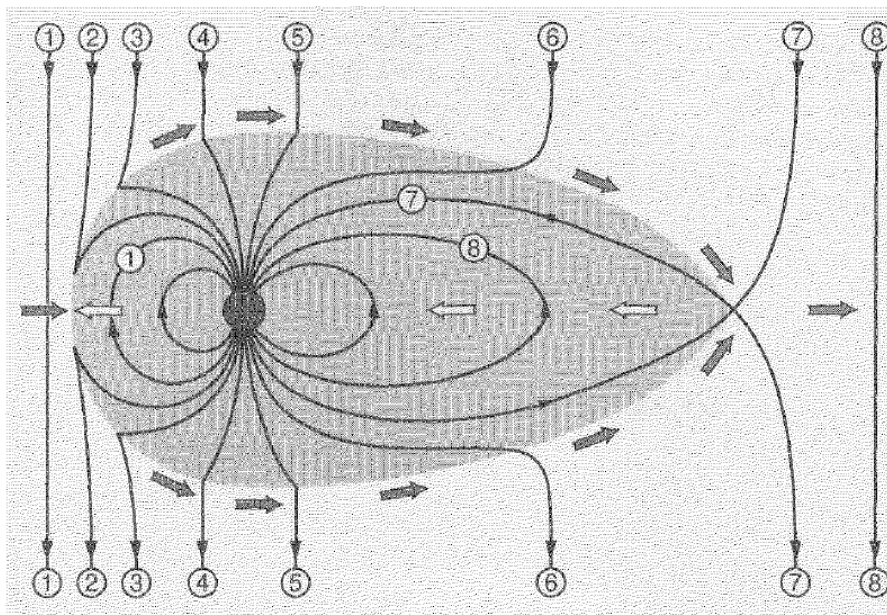
Konvektivní pohyb plazmatu na noční straně vytváří elektrické konvekční pole mezi ranní a večerní stranou o velikosti cca 50–100 kV. Dalším polem, které je vytvářeno, je korotující elektrické pole (corotation electric field). To je způsobeno zemskou rotací. Neutrální atmosféra, která rotuje spolu se Zemí, nutí k rotaci i plazma v důsledku srážek mezi nabitými a neutrálními částicemi. Elektrické pole je vyjádřeno jako

$$\mathbf{E}_{cr} = -(\Omega_E \times \mathbf{r}) \times \mathbf{B}, \quad (2.2)$$

kde $\Omega_E = 7,27 \cdot 10^{-5} \text{rad/s}$ je úhlová rychlost zemské rotace. Za použití rovnice [Baumjohann a Treumann, 1997]

$$\Phi_{cr} = \Omega_E B_E R_E^2 / L, \quad (2.3)$$

kde index E označuje rovník a L je McIlwainův parametr¹, je možné vypočítat potenciál v rovině rovníku, který činí zhruba 92 kV/L.



Obrázek 2.1: Propojování siločar, unášení otevřených siločar a jejich uzavírání vlivem slunečního větru s negativním B_z (převzato z Baumjohann a Treumann [1997] se svolením autorů)

Na stav ionosféry má zásadní vliv poruchová složka meziplanetárního magnetického pole (IMF). Podle tvaru a vzniku magnetického pole, které se šíří mezipla-

¹McIlwainův parametr, hodnota L , označuje siločáru, která se v oblasti rovníku nachází v L násobku zemských poloměrů od středu Země.

netárním prostorem, je možné rozdělit extrémní sluneční události na dvě základní skupiny.

První skupina je charakterizována poloidálním magnetickým polem a vysokou rychlostí pohybu částic. Je typická pro maximum sluneční aktivity a označuje se jako vysokorychlostní sluneční proudy HSS (High Speed Solar Streams). HSS jsou formované v oblastech slunečních koronálních děr. Plazma má vysokou teplotu, nízkou hustotu a vysokou rychlost. HSS způsobují v oblastech zemských vysokých zeměpisných šířek zvýšení teploty v termosféře Joulovým ohřevem i částicovým ohřevem. To následně vede k redistribuci hustoty plynu a změnám ve výšce maxima elektronové koncentrace, případně v elektronové koncentraci v oblasti F2 [Lei et al., 2008].

Pro druhou skupinu je typické toroidální magnetické pole. Výrony koronální hmoty CME (Coronal Mass Ejections) a jejich podmnožina, magnetická oblaka MC (Magnetic Clouds) mají svůj původ v oblastech uzavřených magnetických siločar. CME mají nízkou protonovou teplotu (nízké β). Magnetická oblaka se vyznačují rotací magnetického pole [Burlaga et al., 1981]. Hlavní efekt CME je prudký průnik zvýšeného elektrického pole do ionosféry nízkých šířek a tvorba silných subaurorálních elektrických polí, zvýšení precipitace částic a rozpínání ionosféry vlivem zvýšení její teploty. Precipitace částic vede ke zvýšené ionizaci a zvyšuje teplotu v oblasti pod maximem elektronové koncentrace i v jeho okolí. Vzhledem k delšímu působení negativní složky IMF se předpokládá silnější efekt (vyšší geoeaktivita, tedy citlivost zemského magnetického pole na působení vnějšího magnetického pole slunečního původu) pro události typu MC oproti CME bez rotace magnetického pole [Georgieva et al., 2006]. Z hlediska odezvy magnetosféry na poruchu IMF byly jako nejvíce geoeaktivní detekovány HSS následované MC a jako nejméně geoeaktivní jsou považovány CME.

2.1 Bouře a subbouře

Ionosférické poruchy, subbouře a bouře představují extrémní formu kosmického počasí (space weather) a projevují se nezanedbatelnými vlivy na pozemní a kosmické technologické systémy. Jsou iniciovány vysoce variabilními slunečními a magnetosférickými vstupy do zemské vrchní atmosféry [Buonsanto, 1999; Prölss, 1995]. Na rozdíl od pravidelných ionosférických variací nelze jednoduše předpovídat jejich nástup. Termín „poruchy“ vyjadřuje nepravidelnost a dočasnost takových jevů. Termín „bouře“ naznačuje závažnost událostí. Ačkoliv od doby objevu ionosférických poruch jsou tyto jevy neustále a intenzivně studovány, jejich vznik a chování nejsou doposud vyčerpávajícím způsobem popsány (Prölss [1995]; Buonsanto [1999]; Cander a Mihajlovic [2005]; Krankowski et al. [2012] a další).

2.1.1 Mechanismus vzniku ionosférických poruch

Ionosférická elektronová hustota N_e závisí na toku slunečního záření, složení neutrální atmosféry a dynamickém působení neutrálních větrů a na působení elektrických polí. Zatímco sluneční záření (zejména v oblasti UV a kratších vlnových délek) je zodpovědné spíše za formování „neporušené“ ionosféry, sluneční vítr se podílí na poruchové složce ionosféry. Uvádí se, že rozdíly mezi přísunem energie ze slunečního větru do magnetosféry v klidném a neklidném období mohou činit

i 500 a více procent. Během geomagnetické bouře dochází k deformaci zemské magnetosféry působením změny rychlosti a koncentrace částic a magnetického pole ve slunečním větru a vzniklá intenzivní elektrická pole se promítají podél geomagnetických siločar do ionosféry vysokých geomagnetických šířek. Během tohoto procesu dochází k výrazné konvekci plazmatu, které následně ovlivňuje proudění neutrálního větru pomocí srážek nabitých částic s neutrály.

Dále dochází k vysypávání energetických částic v nižší termosféře a níže (dochází ke sprškám energetických a druhotných částic) a tím k ohřívání a rozšiřování aurorální zóny, zvýšení vodivosti ionosféry a nárůstu proudu ve vysokých šířkách. Mezi ionosférou vysokých šířek a magnetosférou tečou intenzivní elektrické proudy a dochází tak ke zvýšenému ohřevu plazmatu i neutrální atmosféry. Termosférická expanze vyvolává silné neutrální větry a zároveň dochází ke změně ionizačně–rekombinačních poměrů, buď přísunem těžších částic z nižších vrstev (N_2 , O_2 , které urychlují rekombinaci), nebo naopak k přísunu atomárního kyslíku (O-atomární kyslík je prekurzor ionizačních procesů).

2.1.2 Typy ionosférických poruch

Náhlá ionosférická porucha SID (Sudden Ionospheric Disturbance) se projevuje během silné sluneční erupce náhlým přerušením radiové komunikace (cca jednohodinový výpadek) na denní straně Země. Výpadek v oblasti krátkých vln je způsoben okamžitým silným zvýšením elektronové koncentrace ve spodní části vrstvy D díky zesílení emise tvrdého a ultratvrdého rentgenového záření ze Slunce. Krátké vlny, které normálně prochází vrstvou D, jsou v těchto okamžicích silně utlumeny (Short wave fadeout, nazývá se též Mögel–Dellingerův jev). K přesunům poruchy do nočních oblastí vzhledem k velmi rychlé rekombinaci nedochází.

Ionosférická bouře je charakterizována pozvolnějším nástupem a delším trváním, než je tomu u SID. Ionosférické bouře se dělí na absorpci v polárních oblastech PCA (Polar Cup Absorption) a geomagneticky indukovanou bouři. Absorpce v polárních oblastech, jak napovídá název, je pozorována pouze ve vysokých geomagnetických šířkách v oblasti aurorálního oválu. Je doprovázena výpadkem komunikačních zařízení v důsledku zvýšení elektronové hustoty ve výškách mezi 55 a 90 km (tedy oblast vrstev D a E). Dochází k ní příchodem velmi energetických protonů během slunečních erupcí (energie částic < 10 MeV). Tyto částice po nárazu na magnetické pole směřují podél magnetických siločar do polárních oblastí, kde předávají svoji energii a ionizují neutrální částice. Protože přicházející protony mají široké spektrum energií, k jejich příchodu dochází postupně, a tak oblast PCA postupně zvětšuje svoji velikost a zaplňuje polární region. Trvání PCA je mnohem delší než v případě SID a je typicky v rozmezí desítek hodin až po několik dnů.

Druhým typem ionosférických bouří je geomagneticky indukovaná bouře. Na rozdíl od PCA je mnohem intenzivnější během noci. Aurorální subbouře začíná náhlým rozsvícením jednoho z klidných aurorálních oblouků, případně rychlou tvorbou oblouku. Poté následuje rychlý pohyb směrem k pólu a vydutí do půlnoční oblasti. Pokračování aurorální subbouře přináší vydouvání oblouku do všech směrů. V odpoledním sektoru se objevuje vzdouvání a jeho pohyb směrem na západ. V ranním sektoru se oblouk rozpadá a aktivní oblasti se pohybují směrem na východ rychlostí cca 300 m/s. Porušená zóna se rozšiřuje i do nižších geomag-

netických šířek [Tascioni, 1994].

Šíření ionosférických poruch je možné pozorovat jako tzv. putující ionosférické poruchy TID (Traveling Ionospheric Disturbances). Ohřev aurorální oblasti generuje akusticko-gravitační vlny² v neutrální atmosféře, které mají silný dopad na chemické složení neutrální atmosféry i iontů a tím i koncentraci elektronů v ionosféře [Werner, 1999]. Jejich pohyb z polárních oblastí směrem do nižších šířek je možné pozorovat například pomocí sítě ionosond jako poruchu postupně se šířící rychlostí stovek m/s podél siločar.

2.2 Negativní a pozitivní bouře

Hlavním znakem ionosférické bouře jsou rychlé změny elektronové koncentrace a výšky vrstvy F2. Tyto změny se dají vyjádřit pomocí rovnice kontinuity (rov. 1.15), ve které vystupuje transportní člen. Ke změně koncentrace ionizovaných částic N , a tedy k efektu ionosférické bouře, přispívá každý ze tří členů na pravé straně rovnice (tzn. ionizační, ztrátový i transportní člen). Kompletní popis historicky uvažovaných či navrhovaných mechanismů přispívajících k pozitivní či negativní bouři, je uveden v knize Prölss [1995]. Důraz je zde dán na následující model vzniku bouří: Negativní efekty jsou způsobeny zejména změnami ve složení neutrálního větru (přínos plynů zvyšující rekombinaci). Denní pozitivní efekty jsou připisovány TID a změnám v cirkulaci větrů ve velkém měřítku a dále poruchám elektrického pole.

2.2.1 Negativní bouře vyvolaná změnami složení neutrální atmosféry

Disipace slunečního větru soustavně ovlivňuje hustotní rozložení polární horní atmosféry. I za magneticky klidných podmínek je dostatečně efektivní, aby formovala stálou porušenou zónu. Při zvýšené aktivitě slunečního větru může dojít k nárůstu obsahu těžších plynů a snížení obsahu lehčích plynů [Seaton, 1956; Prölss, 1988]. Dochází také k expanzi změny složení neutrální atmosféry do oblastí středních šířek [Rishbeth a Edwards, 1989]. Snížením koncentrace O tak dochází k nižší tvorbě O^+ podle rov. 1.21 a následkem vyšší koncentrace N_2 k přenosu náboje z O^+ (rov. 1.22) a následně k rekombinaci podle rov. 1.6). Tyto změny společně přispívají ke snížení elektronové koncentrace. Pozorovaná korelace mezi změnami složení neutrální atmosféry a efektu negativních ionosférických bouří potvrzuje existenci vlivu neutrální atmosféry na ionosféru [Prölss, 1980].

2.2.2 Pozitivní bouře způsobené meridionálními větry

Jako nejpravděpodobnější vysvětlení pozitivních ionosférických bouří je uváděna odezva na náhlý vstup energie do atmosféry polárních oblastí (pozorovaná pomocí AE indexu), následkem čehož dochází k dobře rozvinuté pozitivní bouři ve středních šířkách. Nejprve dochází ke zdvihu vrstvy F spojené se snížením

²Akusticko-gravitační vlny jsou atmosférické vlny s periodami řádově desítky minut až hodiny, ve kterých se významně uplatňuje gravitační síla. V troposféře jsou generovány například frontálními systémy nebo větry proudícími přes velká pohoří a tyto vlny se šíří do vyšších oblastí atmosféry, kde předávají svoji energii.

hustoty ionizovaných částic. Po dosažení maxima výšky dochází k následnému zvýšení koncentrace iontů a elektronů [Tanaka a Hirao, 1973; Spurling a Jones, 1992; Prölss a Jung, 1978]. Tento jev je vysvětlován poměrem koncentrací N_2 a O_2 a koncentrací O . Koncentrace molekulárního kyslíku a dusíku (rekombinační členy) s výškou klesá rychleji než koncentrace atomárního kyslíku (ionizační člen) a tudíž dochází ke zvýšení hustoty v oblasti maxima NmF2. Rovnice 1.28 se dá přepsat do tvaru

$$L = \beta[O^+], \quad (2.4)$$

kde β závisí na koncentrací molekulárních plynů $\beta = k_1[N_2] + k_2[O_2]$. Maximální hustota NmF2 $\sim \frac{a}{\beta}$, takže se při poklesu β zvyšuje koncentrace NmF2. Rekombinace v oblasti F pak probíhá podle rov. 1.6 a rov. 1.7 [Danilov, 2001].

3. Scaling – invariance délek

Chování geofyzikálních systémů se často popisuje pomocí konceptu tzv. scale invariance. Geofyzikální data jsou většinou fluktuující signály s velmi výraznou proměnlivostí ve velkém rozpětí period. Takovéto procesy vykazují do velké míry nepravidelnosti a jejich statistické vlastnosti se s časem (délkou vybraného intervalu) mění. Proměnlivost systému souvisí jednak s působením externích vlivů na systém a dále s jeho vlastní nestabilitou. Problémy při analýze dat zahrnují nelinearitu jevů, dlouhodobou paměť, překryvy trendů, nestacionaritu atd. a pro analýzu dat je tedy obtížné použít „klasické“ metody jako spektrální analýzy či (auto)korelace [Davis et al., 1994a]. Teoretický koncept popisu turbulence [Kolmogorov, 1962] a teorie fraktálů [Mandelbrot, 1967] daly podnět pro novou interpretaci procesů, které vykazují turbulentní či chaotické chování.

3.1 Fraktály a soběpodobnost

Fraktály (z latinského slova *fractus*, zlomený) jsou objekty, jejichž fraktální dimenze je odlišná od topologické dimenze (tzn. není celočíselná). Výraznou vlastností fraktálů je soběpodobnost. Soběpodobnost je vlastnost objektu, který při změně měřítka vykazuje stále podobné vlastnosti. Termín scale invariance neboli invariance (nezávislost) délek či škálová invariance popisuje následující vlastnost časové řady: V dané časové řadě (nebo prostorovém rozložení), případně v jejich částech, se nenachází významné časové (či prostorové) periody¹ [Wendt et al., 2007]. Buď v celém rozsahu studovaného objektu, nebo v jeho významné části či částech pak neexistují charakteristické periody. Neexistence charakteristických period se dá ekvivalentně vyjádřit i tak, že všechny periody jsou rovnocenné.

Tato představa je pouze teoretická; v prakticky každém reálném (geo)fyzikálním systému je možné nalézt významnější periody (např. jednodenní, roční atd.), které jsou spojeny s vnitřními či vnějšími procesy, např. rotace Země nebo sluneční aktivita. Scaling analýza však zkoumá především oblasti period a ne jen jednotlivé periody. Oblasti, ve kterých neexistuje žádná význačná charakteristická délka procesu, představují domény škálové invariance (angl. scale invariance). Místo hledání charakteristických škál, jak je tomu například u metod odvozených z Fourierovy transformace, pak zkoumáme vlastnosti zvoleného rozmezí period (a případně pomocí scaling analýzy potenciálních na systém působících procesů identifikujeme mechanismus, který je ovlivňuje).

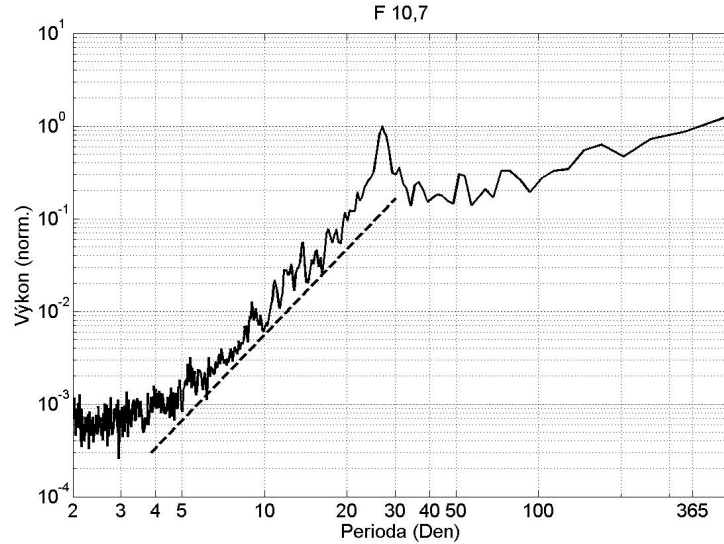
Termín „scale invariance“ je chápán ve smyslu mocninné rovnice

$$P(X) \sim X^\alpha, \quad (3.1)$$

kde $P(X)$ je výkonové spektrum signálu X . Výkonové spektrum či jeho podstatnou část či části je tedy možné v logaritmické formě „proložit“ přímkou.

Scale invariance vyjadřuje i nezávislost vlastností studovaného systému nebo signálu na změně měřítka.

¹Termín škála je podle potřeby autorů v literatuře používán obecně buď v prostorovém nebo časovém smyslu, mluví se tedy o délkových nebo časových škálách. Vzhledem k tomu, že se tato práce zabývá popisem časových řad, budu dále používat tento termín v časovém smyslu.



Obrázek 3.1: Výkonové spektrum slunečního toku F10.7 (x-ová a y-ová osa jsou v logaritmickém zobrazení). Toto výkonové spektrum je možné aproximovat vztahem 3.3 pro oblast period cca 3–27 dní.

[Mandelbrot, 1983] ukázal, že mnoho přírodních jevů je možné modelovat pomocí frakcionálního Gaussovského šumu fGn, který je charakterizován tzv. Hurstovým exponentem H . Fraktální procesy $X(t)$ a $X(ct)$, pro které platí

$$X(t) = X(ct)/c^H, \quad (3.2)$$

mají stejné statistické vlastnosti. Spektrum fGn se řídí obecným vztahem

$$P(f) \sim f^{-\beta}, \quad (3.3)$$

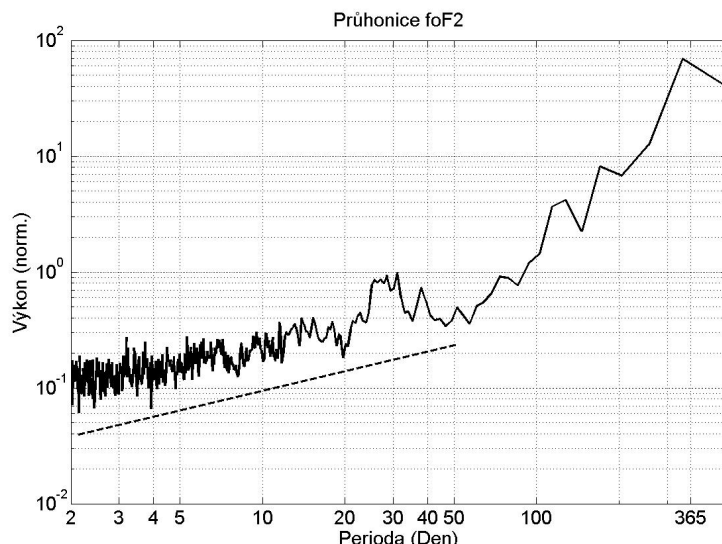
kde f je frekvence a exponent β je svázán s Hurstovým exponentem H rovnicí

$$\beta = 2H - 1. \quad (3.4)$$

Hurstův exponent H popisuje míru dlouhodobé paměti systému/časové řady. Brownův pohyb s hodnotou $H = 0,5$ je příkladem systému s navzájem nezávislými daty, tedy autokorelací limitně se blížící nule. Hodnoty $0,5 < H < 1$ charakterizují systém s pozitivní korelací, zatímco Hurstův exponent v rozmezí $0 < H < 0,5$ ukazuje na tendenci systému/časové řady střídat vysoké a nízké hodnoty.

Tradičním přístupem po identifikaci invariance délek přírodních procesů je studium výkonového spektra signálu $P(X)$, které se řídí mocninou rovnicí 3.3. Takové výkonové spektrum či jeho část je možné v logaritmické formě „proložit“ přímkou. Příkladem reálného signálu vykazujícího invarianci délek je spektrum slunečního toku F10.7 (obr. 3.1) nebo spektrum kritických frekvencí ze stanice Průhonice (obr. 3.2), ve kterých je možné nalézt oblast škálové invariance v rozmezí period přibližně 3–30 dnů pro F10.7 a v rozmezí přibližně 2–50 dnů pro foF2. Oblast scale invariance je „narušena“ oblastí okolo 27 dní.

Příkladem použití scaling analýzy je např. článek [Burlaga a Klein, 1986], ve kterém autoři studovali vlastnosti meziplanetárního magnetického pole měřeného



Obrázek 3.2: Výkonové spektrum kritických frekvencí foF2 ze stanice Průhonice (x-ová a y-ová osa jsou v logaritmickém zobrazení). Toto výkonové spektrum je možné aproximovat vztahem 3.3 pro oblast period cca 2–40 dní (s výjimkou period v okolí 30 denní oblasti).

sondou Voyager 2 ve vzdálenosti 8,5 AU a prokázali, že spektrum magnetického pole pro periody 20 s až 3×10^5 s odpovídá Kolmogorově spektru homogenní izotropické stacionární turbulence s fraktální dimenzí $D = 5/3$.

[Consolini et al., 1996] pomocí analýzy výkonových spekter slunečního větru a geomagnetického indexu AE prokázali vazbu mezi slunečním větrem a magnetosférou v rozsahu period cca $10^3 - 10^{-4}$ Hz, ve kterých spektrální exponent indexu AE odpovídá spektrálnímu exponentu pro sluneční vítr, tedy hodnotě $-5/3$. Pro kratší a delší periody je spektrální exponent indexu odlišný (cca -1,1 pro delší periody a cca -2 pro kratší periody než uvedený rozsah). Stejnou hodnotu v uvedených periodách považovali za důkaz vazby mezi IMF a AE na daných periodách.

[Vörös et al., 2002] použili čtvrtý moment (špičatost) přírůstků $\delta X = X(t + \tau) - X(t)$ vypočítaný z indexů AE, AU a AL a meziplanetárního magnetického pole naměřeného na satelitech WIND a ACE pro hledání vazby mezi IMF a geomagnetickou aktivitou.

[Hnat et al., 2003] analyzovali fluktuace geomagnetických indexů AE, AU a AL a parametru slunečního větru. Soběpodobnost byla pro AU index prokázána na periodách kratších než 1 h a pro AL, AE a parametr slunečního větru na periodách do 2 h. Ačkoliv jsou sluneční vítr a polární geomagnetická aktivita dobře korelované na delších periodách [Tsurutany et al., 1990], rozdílná pravděpodobnostní funkce (PDF) pro geomagnetické indexy a pro sluneční vítr pro periody kratší než 1 h naznačuje rozdílný fyzikální původ turbulence pro oba procesy.

Analýza distribuce vodní fáze v mořských oblacích [Davis et al., 1996; Marshak, 1997] poskytuje přehled vztahů mezi scaling funkcí $\zeta(q)$ a mírou singularity, kritéria pro kvantifikaci a odhad míry nestacionarity a návrh modelů pro popis struktury oblačnosti. Stratosférická a troposférická dynamika byla studována

např. v pracích [Lovejoy, 2004; Lovejoy a Schertzer, 2007].

Uvedené práce jsou jen příklady četnosti použití metod odvozených ze scaling analýzy a je možné najít mnoho dalších (např. Roux et al. [2008]; Abry a Veitch [1998]). Scaling analýza pro popis ionosféry je zatím ovšem mnohem méně používaná. Problémem může být kvalita časových řad, popisujících vlastnosti ionosféry, daná technickými problémy (přístrojová omezení) nebo fyzikálními jevy bránícími měření (např. blanketing).

3.2 Scaling funkce $\zeta(q)$

Scaling analýza je matematický nástroj pro studium vnitřní struktury dat [Davis et al., 1994]. Strukturou jsou myšleny statistické vlastnosti dat a jejich změna se změnou měřítka. Na základě podobnosti této struktury je možné např. pro geofyzikální účely usuzovat na souvislost mezi geofyzikálními jevy a detekovat periody, na kterých případná souvislost/vazba existuje. Pro jednorozměrnou řadu $X(t)$, kde t označuje čas, definujeme funkci

$$T_x(a, t) = X(t + a) - X(t), \quad (3.5)$$

kde a je škála (měřítko). Očekávaná hodnota $E|T_x(a, t)|$ se bude pro geofyzikální signály měnit se změnou měřítka a . To, jak se bude měnit, je dáno vlastnostmi této časové řady. Intuitivní představa je, že se vzrůstem měřítka budou spolu body časové řady bez výrazných period méně a méně souviset a hodnota $E|T_x(a, t)|$ bude růst spolu s měřítkem a . Při popisu dat nás bude dále zajímat chování statistických momentů

$$E(|T_x(a, t)|^q), \quad (3.6)$$

kde exponent q je řád momentu.

Ukazuje se, že mnoho geofyzikálních systémů se dá popsat rovnicí

$$E(|T_x(a, t)|^q) = c_q a^{\zeta(q)}, \quad (3.7)$$

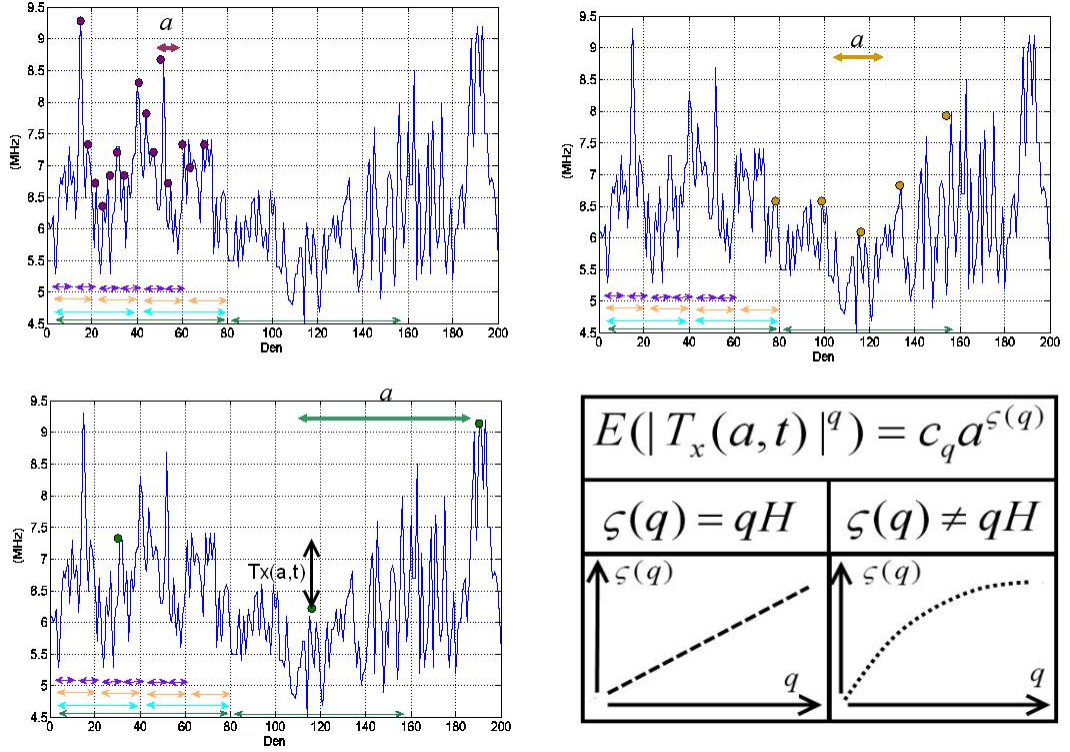
kde c_q je obecný koeficient a a je měřítko (např. Mandelbrot [1967]; Muzy et al. [1994]; Davis et al. [1994, 1996]; Abry et al. [2000]). Scaling funkcí $\zeta(q)$ potom nazýváme takovou funkci, která vystupuje v exponentu na pravé straně rovnice 3.7. Obor hodnot momentů q je možné rozšířit na množinu reálných čísel.

Funkce $\zeta(q)$ je charakteristickou vlastností studované časové řady. Podobnost funkce $\zeta(q)$ u různých procesů pak indikuje možnou spojitost na daných škálách. Procesy, které se řídí rovnicí 3.7 jsou nazývány jako škálově invariantní. Časové řady, které je možné touto rovnicí popsat, nemají dominantní či význačné periody a ekvivalentně se dá tvrdit, že všechny škály jsou v daných řadách stejně významné.

Na obr. 3.3 je znázorněn příklad výpočtu $T_x(a, t)$ se vzrůstajícím měřítkem a (horní panely a levý spodní panel).

3.3 Výpočet scaling funkce $\zeta(q)$

Scaling funkce $\zeta(q)$ je prakticky určována následujícím postupem: nejprve jsou vypočítány hodnoty $T_x(a, t)$. Místo rovnice 3.5 je možné použít waveletové koefi-



Obrázek 3.3: Závislost $T_x(a, t)$ na škále a : se vzrůstající hodnotou a (horní levý panel, horní pravý panel a spodní levý panel) se dá očekávat zvýšení $E(|T_x(t)|)$. Rozšířením této analýzy je studium momentů $|T_x(a, t)|^q$. Strukturální funkce $\zeta(q)$ je buď lineární nebo nelineární funkcí (schematicky znázorněno na panelu vpravo dole). Obor hodnot momentů q je možné z N rozšířit na R , viz text. Na obou horních a levém spodním panelu jsou zobrazeny indexy foF2 ze stanice Průhonice s jednodenním rozlišením. Pravý spodní panel je schematické zobrazení teoretické monofraktální (vlevo) a multifraktální (vpravo) funkce $\zeta(q)$.

cienty, které jsou definovány pomocí rovnice

$$d_x(a, k) = \int X(t) \psi_{a,k}(t) dt, \quad (3.8)$$

kde $\psi_{a,k}$ je waveletová funkce [Daubechies, 1992]. Použití d_x místo T_x je pro praktické aplikace výhodnější, protože koeficienty waveletové transformace tvoří stacionární sekvenční (sekvenční s krátkodobou pamětí a s krátkodobými závislostmi) a přesně reprodukují scaling vlastnosti signálu i přes to, že původní signál může být nestacionární, se vzájemným překryvem trendů a dlouhou pamětí [Abry et al., 2000; Chainais et al., 2000; Lashermes et al., 2005]. Scaling funkce $\zeta(q)$ je tedy uvažována místo rov. 3.7 v modifikované podobě jako

$$E(|d_x(a, t)|^q) = c_q a^{\zeta(q)}. \quad (3.9)$$

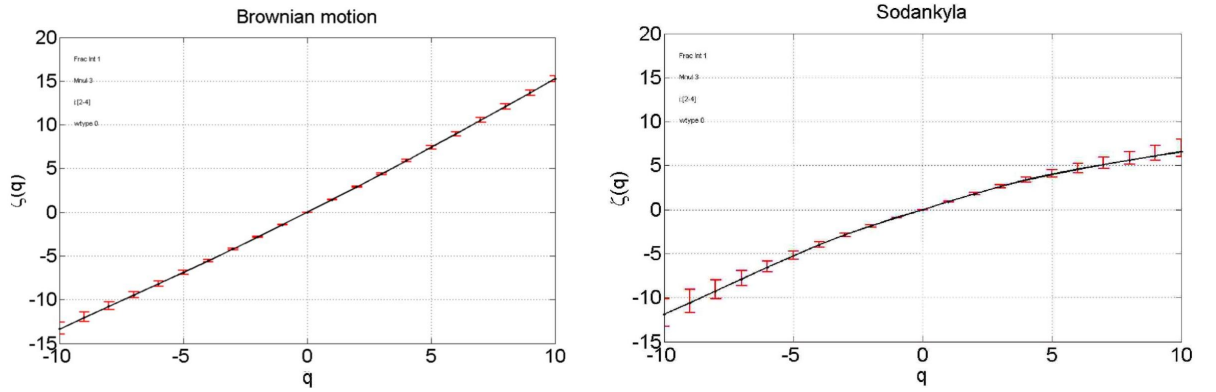
Dalším krokem po výpočtu hodnot $T_x(a, t)$, resp. $d_x(a, t)$ pro výpočet $\zeta(q)$ je výpočet tzv. strukturální funkce

$$S_n(q, a) = \frac{1}{n_j} \sum_{k=1}^{n_j} |T_x(a_j, t_j)|^q, \quad (3.10)$$

kde n označuje délku pozorování $(0, n]$ procesu X (pro vzorkování $X(1), \dots, X(n)$) a n_j je počet koeficientů (strukturních funkcí) $T_x(a_j, t_{j,k})$ na škále a_j , tedy přibližně $n_j \simeq n/a_j$. Podobně jako v případě FFT (rychlá Fourierova transformace) či DWT (diskrétní waveletová transformace) je možné snížit počet koeficientů a počítat $T_X(a_j, t_j; f_0)$ pouze na (diskrétní–diadické) podmnožině $(a_j, t_{j,k}) = (2^j, k2^j)$. V případě, že T_X nahradíme waveletovými koeficienty d_X , výpočet T_X nahradíme provedením DWT.

Odhad $\hat{\zeta}(q)$ je potom počítán jako směrnice na log–log grafu $\log_2 S_n(q, 2^j)$ vs. $\log_2 2^j = j$ pro jednotlivé hodnoty q za použití metody nejmenších čtverců pro vybraný rozsah period $j \in [j_1, j_2]$, ve kterých se strukturní funkce dá v logaritmickém zobrazení interpretovat pomocí lineární funkce. Tím dostaneme vymezení period, pro které platí scale invariance. Jednotlivé hodnoty $\zeta(q)$ se pak vypočítají jako směrnice $S_n(q)$ na log–log grafu. Příklady skutečných strukturních funkcí pro $q = 1, 2, 3, 4$ pro foF2 ze stanice Sodankylä jsou znázorněny na obr. 9.2.

Očekávaná hodnota $E(|T_x(a, t)|^q)$ se řídí mocninným vztahem podle rovnice 3.7 a exponent $\zeta(q)$ je lineární nebo nelineární funkcí.



Obrázek 3.4: Strukturní funkce $\zeta(q)$ pro simulaci Brownova pohybu (levý panel) zobrazuje monofraktalitu časové řady. Kritické frekvence foF2 ze stanice Sodankyla představují multifraktální děj (pravý panel). Červené vertikální čáry zobrazují 95% interval spolehlivosti.

3.4 Multifraktalita a monofraktalita

Pokud rovnice 3.7 platí pro rozmezí period $a_m \leq a \leq a_M$ a řády momentu $q_m \leq q \leq q_M$, kde indexy m a M označují minimální a maximální hodnoty intervalu, pak je proces na intervalu těchto period multifraktální [Lashermes et al., 2004]. Scaling funkce $\zeta(q)$ je (obecná) funkce q . Monofraktální proces je definován tak, že pro scaling funkci platí $\zeta(q) = qH$, kde H je Hurstův fraktální exponent. Předpona mono odkazuje na jediný fraktální exponent H . Pomocí této definice je tedy monofraktalita speciálním případem multifraktality. Takové rozdělení je do jisté míry matoucí², proto je ve zmíněné práci [Lashermes et al., 2004] použit pro specifikaci procesů s nelineární funkcí $\zeta(q)$ termín víceexponentový multifraktální

²Předpona multi vede k explicitní představě více Hurstových exponentů H , což je v případě monofraktality v rozporu.

proces (MEMF) jako speciální případ multifraktálních procesů, pro který platí $\zeta(q) \neq qH$.

Pro účely této práce je používán termín *monofraktální* pro procesy, kde platí

$$\zeta(q) = qH. \quad (3.11)$$

(takové procesy se v literatuře také nazývají *soběpodobné*). Jako *multifraktální* budou označovány procesy, kde v daném rozmezí period existuje funkce $\zeta(q)$ podle rov. 3.9, kde platí

$$\zeta(q) \neq qH. \quad (3.12)$$

Ukázka monofraktální a multifraktální časové řady je uvedena na obr. 3.4. Levý panel zobrazuje Brownův pohyb vypočítaný pro 10 000 bodů daný rovnicí $x_{k+1} = x_k + dx_k$, kde $dx_k = \pm 1$ se stejnou (50%) pravděpodobností. Scaling funkce je v tomto případě přísně lineární s jedním Hurstovým exponentem H (vypočtená hodnota je blízká očekávané hodnotě $3/2$) a řada je monofraktální. Časová řada kritických frekvencí foF2 ze stanice Sodankyla s jednodenním rozlišením je příkladem řady s multifraktálním charakterem podle rovnice 3.12 (pravý panel obrázku 3.4).

3.4.1 Multifraktální analýza a spektrum singularit

Multifraktální analýza slouží k popisu takových procesů, kde scaling funkce $\zeta(q)$ není lineární. Multifraktální formalismus je vytvořen pomocí definice lokálního exponentu singularity $h(X)$. V každém bodě analyzované časové řady $X(t)$ můžeme psát

$$T_x(a, t) = C|a|^{h(X)}, \quad (3.13)$$

kde $h(X)$ je Hölderův exponent, který popisuje průběh $X(t)$, resp. singularnost $X(t)$.

Analogicky k rovnicím 3.7 a 3.9 je možné použít místo $T_x(a, t)$ waveletový koeficient $d_x(a, t)$ (rov. 3.8) a místo rov. 3.13 použít

$$d_x(a, t) = C|a|^{h(X)}, \quad (3.14)$$

Čím větší je hodnota $h(X)$, tím „hladší“ je $X(t)$. Statistické rozložení jednotlivých exponentů na každém místě funkce (časové řady) $h(X)$ je určeno pomocí spektra singularit $D(h)$. To je definováno jako

$$D(h) = d_H X |h(X) = h, \quad (3.15)$$

kde $d_H \in \mathbb{R}$ je Hausdorfova dimenze, $D(h)$ je tedy definováno jako Hausdorfova dimenze množiny bodů X takových, že $h(X) = h$.

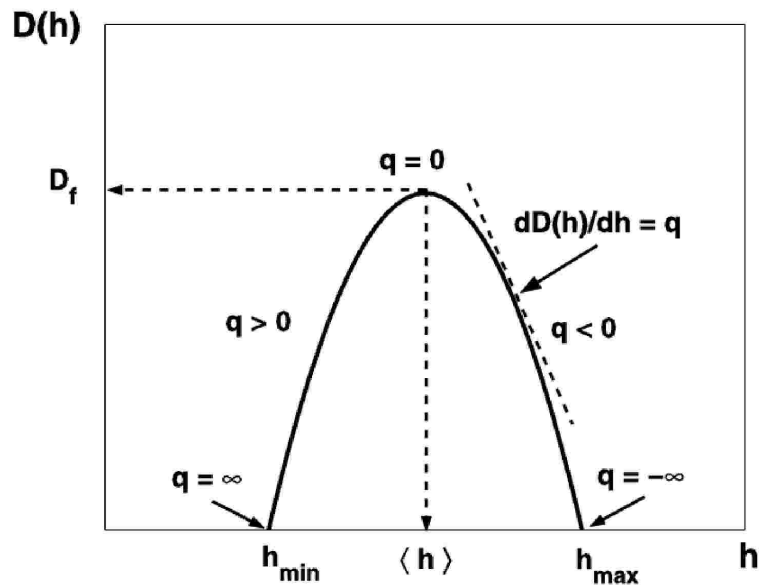
Strukturní funkce $\zeta(q)$ i spektrum singularit $D(h)$ jsou přímo spojeny Legendrovou transformací a obě zobrazení jsou si rovnocenná. Tak je možné psát

$$q = dD(h)/dh \quad (3.16)$$

a stejně tak

$$h = \zeta(q)/dq. \quad (3.17)$$

Hodnota $E|h_x|$ je označena jako $\langle h \rangle$. Monofraktální funkce, jejíž strukturní funkce $\zeta(q) = qH$, bude mít jedinou hodnotu $h = \langle h \rangle = H$. Multifraktalita $f(x)$ je potom dána nenulovou šířkou spektra (čím širší interval $[h_{min}, h_{max}]$, tím výraznější je multifraktalita dat) (obr. 3.5). Výhodou zobrazení $D(h)$ je názornější náhled na to, zda je analyzovaná časová řada multifraktální, nebo monofraktální (podle šířky distribuce) a je také dobře zřetelná nejčastější hodnota fraktálního koeficientu pomocí hodnoty $\langle h \rangle$.



Obrázek 3.5: Teoretická distribuce $D(h)$ s nejpravděpodobnější hodnotou $E|h_x| = \langle h \rangle$ v bodě, kde $dD(h) = 0$. Šířka spektra určuje rozptyl hodnot h_x a interval $[h_{min}, h_{max}]$ udává minimální a maximální hodnoty h_x . Šířka intervalu dále určuje, zda je studovaný proces mono či multifraktální.

4. Data

4.1 Sluneční indexy

Existence slunečních skvrn je lidem známa několik tisíc let. Sluneční skvrny se projevují jako tmavé skvrny na slunečním disku. Jejich teplota je zhruba 4 100 K a velikost dosahuje až 10^5 km². Zhruba v polovině devatenáctého století byla prokázána přibližně jedenáctiletá periodicitá v počtu slunečních skvrn (sluneční cyklus). Počítání period má počátek v období 1755 – 1766 s číslem cyklu 1, v roce 2008 začal cyklus č. 24. Průměrná délka slunečního cyklu je 11,1 let (Schwabeho cyklus), ovšem tato hodnota je časově proměnlivá, udává se 7–15 let. Měření doby mezi jednotlivými minimy poskytuje zhruba o 1,5 – 2 roky kratší periodu než měření doby mezi výskytem prvních skvrn ve vyšších šířkách slunečního povrchu a jejich zánikem v blízkosti rovníku, protože skvrny související se starým cyklem jsou přítomné ještě v době, kdy se začínají objevovat skvrny řazené do cyklu nového [Maunder, 1904; Mursula et al., 1998]. Výpočtem délky jednotlivých cyklů se podrobně zabýval Ulich [1996].

Během jednoho cyklu slunečních skvrn změní magnetické pole Slunce svoji polaritu a v následujícím cyklu se vrátí do výchozí polarity (dva Schwabeho cykly tvoří jeden Haleův cyklus). Počet slunečních skvrn v delším měřítku je řízen Gleissbergovým cyklem [Gleissberg, 1944], který má periodu 80–90 let. Dva nejpoužívanější indexy počtu slunečních skvrn jsou Wolfovo číslo (Zurich)

$$R_z = k(10G + N), \quad (4.1)$$

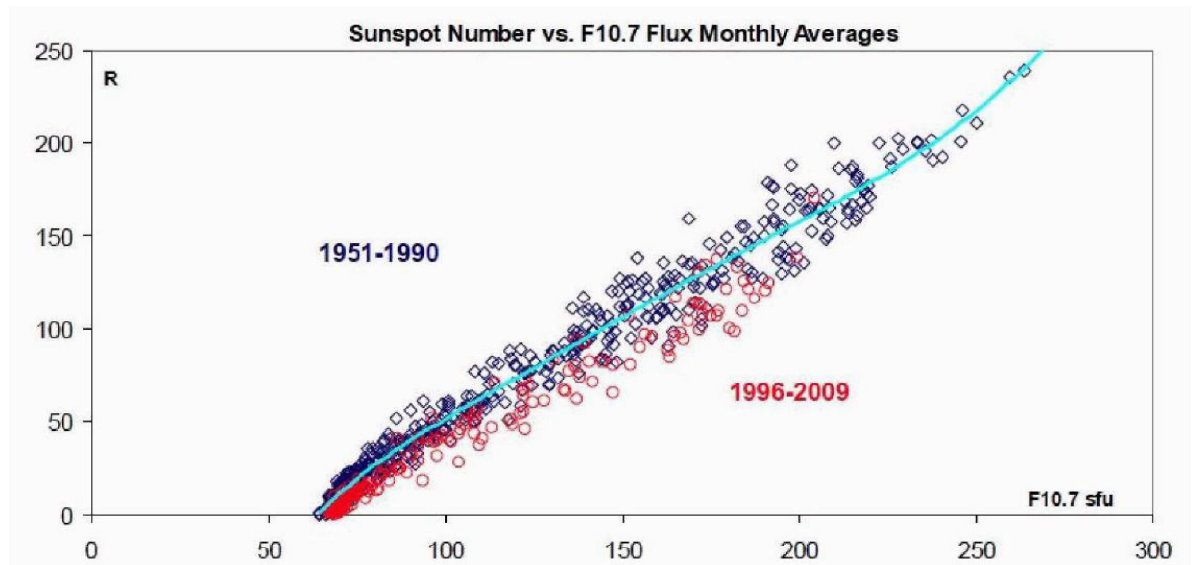
kde G označuje počet skupin skvrn a N počet jednotlivých skvrn a k je normalizační faktor, zatímco druhým indexem je tzv. počet skupin slunečních skvrn (Group sunspot number),

$$R_g = \frac{12,08}{n} \sum_i k'_i G_i, \quad (4.2)$$

kde G_i je počet skupin skvrn zaznamenaných i -tým pozorovatelem, k' je individuální korekční faktor pozorovatele, n je počet pozorovatelů a 12,08 je normalizační hodnota pro převod R_g na R_z pro období 1874–1976 [Hoyt a Schatten, 1998].

Index slunečního toku F10.7 udává intenzitu slunečního záření na vlnové délce 10,7 cm (2,8 GHz), což je vlnová délka v blízkosti emisního maxima Slunce (frekvence odpovídá Larmorově frekvenci pro $|\mathbf{B}| = 10^3$ G). Soustavně je měřena od roku 1947 a vedle ukazatelů odvozených z počtu slunečních skvrn je nejpoužívanějším indexem sluneční aktivity. Ačkoliv počet slunečních skvrn i hodnota F10.7 popisují jiné fyzikální procesy (index R je formován ve fotosféře, zatímco radiový tok F10.7 je ovlivňován procesy ve velkém rozsahu výšek sluneční atmosféry - chromosféra, přechodová oblast, korona), je možné vysledovat poměrně výraznou statistickou závislost mezi měsíčními průměry F10.7 a R. Ta se dá zhruba popsat lineární funkcí. Zajímavé je, že i tento empirický vztah je možné rozdělit do dvou časových období, pro období 1951 až 1990 a pro období po roce 1996¹ (obr. 4.1, Svalgaard a Hudson [2010]).

¹Tento fakt je vedle neobvykle nízkého minima v cyklu 24 jedním z důvodů se domnívat, že dochází ke změně ve sluneční aktivitě (Georgieva, osobní diskuze).



Obrázek 4.1: Závislost mezi měsíčními průměry indexu slunečního toku F10.7 (horizontální osa) a počtu slunečních skvrn R (vertikální osa). Období 1951–1990 (modře) a 1996–2009 (červeně) se od sebe výrazně odlišují a je možné je rozdělit na oblasti převážně nad a pod dělicí čarou. Převzato z [Svalgaard a Hudson, 2010] se svolením autorů.

V krátkodobém pohledu (např. kratší interval pro výpočet průměrů F10.7 než jeden měsíc) však může být korelace velmi slabá až negativní.

Data popisující meziplanetární magnetické pole (IMF) pocházejí z databáze <http://cdaweb.gsfc.nasa.gov>. Rychlost slunečního větru je důležité kritérium určující typ sluneční události a začátek poruchy. Dále jsme sledovali velikost vektoru magnetického pole \mathbf{B} a jednotlivé složky magnetického pole $B_{(x,y,z)}$.

4.2 Geomagnetické indexy

4.2.1 AE–indexy

AE–indexy popisují aktivitu v aurorální oblasti severní hemisféry (zkratka AE pochází ze slov Auroral Electrojet). Na síti observatoří umístěných v aurorálním oválu je s jednodominutovým (do roku 1975 2, 5 min) rozlišením měřena horizontální složka magnetického pole H . Data jsou normalizována odečtením hodnot z pěti nejkliďnějších dnů daného měsíce. Poté se pro každý čas vybere maximální (AU) a minimální (AL) hodnota ze všech měřících stanic. AU a AL tak tvoří horní a spodní obálku ze všech naměřených hodnot. Vlastní hodnota AE se vypočítá jako rozdíl obou hodnot, jejich průměr pak dává hodnotu AO. Termín „AE–indexy“ je často používán jako reprezentace všech čtyř indexů AU, AL, AE a AO. AU a AL dávají informace o maximální intenzitě východního, resp. západního zonálního aurorálního elektrického proudu, AE reprezentuje celkovou aktivitu proudů a AO udává výsledný zonální proud (<http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/aedir/ae2/onAEindex.html>). Hlavním problémem tohoto indexu je rozmístění stanic, které není ideální. Během silných geomagnetických bouří může aurorální ovál expan-

dovat mimo měřicí stanice a tím dojde k naměření nižších hodnot než odpovídá skutečnému rozsahu bouře. Dalším významným problémem jsou souvisle chybějící data 1989–1991. V těchto letech bylo omezeno nebo úplně zrušeno měření na sovětských (ruských) stanicích, které jsou pro měření AE indexů klíčové.

4.2.2 K–, Kp– indexy

Tato skupina indexů je používána pro popis geomagnetické aktivity ve středních šířkách. K–index odráží poruchy v horizontální složce H a deklinaci D zemského magnetického pole na daném místě. Porucha geomagnetického pole se vypočítá odečtením průměrné porušenosti magnetického pole (pět nejklidnějších dnů z daného měsíce) od aktuálních hodnot na magnetometru a tato hodnota je převedena na kvazilogaritmickou devítistupňovou škálu 0–9, kde nízké hodnoty označují klidnou geomagnetickou situaci. Kp index je průměrný standardizovaný K–index z 13 geomagnetických stanic situovaných mezi 44° a 60° severní nebo jižní šířky. Škála 0–9 je rozdělena na třetiny, takže např. 2- označuje $1\frac{2}{3}$, 2o je 2 a 2+ znamená $2\frac{1}{3}$. Součet všech osmi denních hodnot (sumární denní index Kp) se označuje jako ΣKp .

4.2.3 Dst index

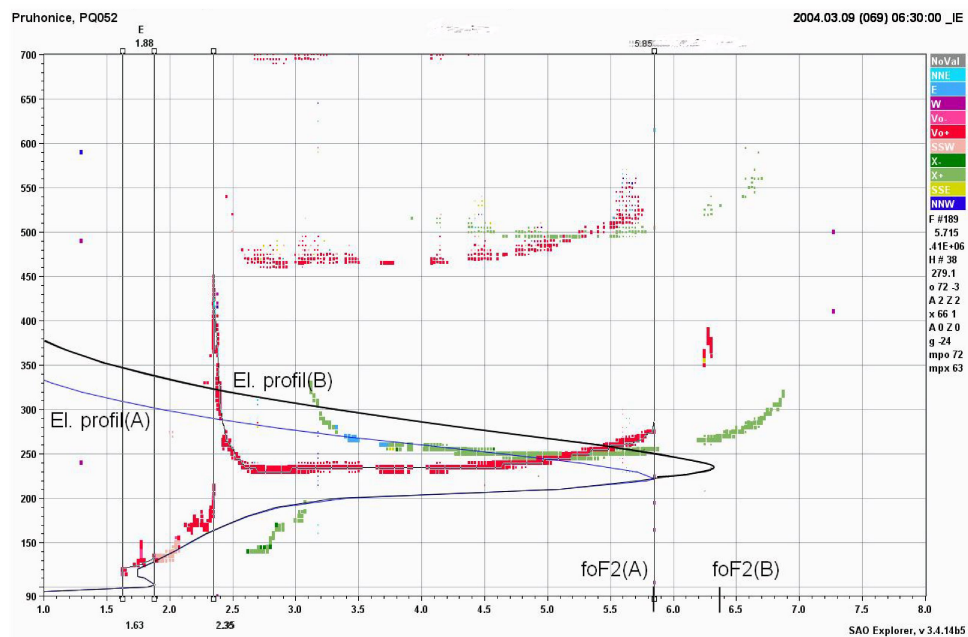
Pro popis geomagnetické aktivity nízkých šířek je používán index Dst. Změny Dst (horizontální komponenta magnetického pole v [nT]) měřené na čtyřech stanicích poblíž rovníku s hodinovým rozlišením odrážejí aktivitu prstencového (rovníkového) proudu. Vysoké záporné hodnoty Dst indikují zvýšení prstencového proudu a trvají kolem jedné hodiny, ovšem často přetrvávají déle, řádově několik hodin až dnů. Okamžitá (předběžná) i upravená data jsou uložena např. na adrese <http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/dst/dir/>. Typická geomagnetická odezva zahrnuje iniciální, hlavní a zotavující (recovery) fázi způsobenou zvýšeným dynamickým tlakem slunečního větru působícího na magnetosféru. Ten stlačuje magnetosféru na denní straně, tím dochází k přiblížení proudu v magnetopauze k Zemi a zároveň ke zvýšení jeho intenzity. Velikost iniciální fáze je zhruba úměrná odmocnině dynamického tlaku slunečního větru, tedy nV^2 , kde n a V jsou hustota a rychlost slunečního větru [Ogilve et al., 1968; Siscoe et al., 1968]. Hlavní fáze je způsobena vzrůstem koncentrace energetických částic (elektronů a iontů H^+ a O^+) ve vnitřní magnetosféře, které jsou vázány uzavřeným magnetickým polem a dochází tak k driftovému pohybu–tzv. prstencovému proudu [Kugblenu et al., 1999]. K poklesu prstencového proudu v následné zotavující fázi dochází ztrátou iontů výměnami náboje a Coulombovským rozptylem [Fok et al., 1991] a tato fáze trvá hodiny až dny.

4.3 Ionosférická data

V naší práci využíváme data z ionosférických stanic středních a vyšších zeměpisných šířek euroasijského sektoru. Konkrétně jde o kritické frekvence foEs a foF2 a výšky vrstev hEs, hmF2 a h'F2. Princip měření pomocí pozemního ionosférického sondování je popsán v kapitole 1.2. Vlastní data pro dlouhodobou analýzu pocházejí ze stanice Průhonice, dále z databází <http://spidr.ngdc.noaa.gov/spidr/>

a <http://www.ukssdc.ac.uk/>. Data ze stanice Sodankylä byla poskytnuta díky laskavosti Dr. T. Ulicha, Dr. T. Raity a dalších kolegů z observatoře Sodankylä.

Krátkodobé analýzy (sluneční události, vliv neutrální atmosféry, porovnání NHPC a POLANu) byly provedeny s využitím výše uvedených ionosférických parametrů, které byly vždy porovnány s naměřenými ionogramy. Procento nesprávného vyhodnocení narůstá zejména v období ionosférické poruchy, a proto bylo nezbytné každé jednotlivé měření zkontrolovat a případně ručně upravit (obr. 4.2).



Obrázek 4.2: Příklad automaticky chybně vyhodnoceného ionogramu v důsledku přerušení stopy odrazu vrstvy F2. Nesprávná hodnota foF2(A) uvádí automaticky odečtenou hodnotu pomocí software ARTIST, správná hodnota foF2(B) je manuálně opravena. Zobrazeny jsou chybný (A) a správný (B) profil elektronové koncentrace.

Kvalitě dat z hlediska použitých algoritmů NHPC a POLAN je věnována kapitola 6 na straně 38.

5. Cíle práce

Z předchozích kapitol vyplývá, že stav ionosféry je závislý zejména na sluneční a geomagnetické aktivitě a dále je ovlivněn vlnovými procesy v neutrální atmosféře. Hlavním cílem práce bylo popsat variace ionosférických parametrů a jejich případnou vazbu na zmíněné procesy. Tento cíl je vymezen konkrétně takto:

1. Sledovat vzájemnou vazbu vlnové aktivity v neutrální atmosféře a v ionosféře v oblasti sporadické vrstvy E.
2. Analyzovat vliv extrémních slunečních událostí na chování ionosféry v oblasti vrstvy F2.
3. Vymezit oblasti period, na kterých dochází k výraznějšímu vlivu sluneční a geomagnetické aktivity na chování ionosféry s využitím dlouhodobých časových řad maxima elektronové koncentrace ve vrstvě F2 z období několika slunečních cyklů.

6. Porovnání ionosférických algoritmů Polan a NHPC

Práce [Šauli et al., 2007, A1] se zabývá srovnáním dvou rozšířených algoritmů pro výpočet elektronové koncentrace $N_e(h)$ z pozemního ionosférického měření. POLAN (POLynomial ANalyse, [Titheridge, 1985]) je běžně používaný algoritmus, který byl na stanici Průhonice využíván v kombinaci s australskou sondou KEL. Druhý ze srovnávaných algoritmů, NHPC [Huang a Reinisch, 1997], je v současné době využíván v automatickém software ARTIST zabudovaném do digisond DPS-256 a novějších DPS-4/DPS-4D, které tvoří celosvětovou síť digisond (<http://umlcar.edu>). Jednou z nich je i digisonda Průhonice (<http://digisonda.ufa.cas.cz>, od ledna 2004 v Průhonicích fungoval typ DPS-4, která byla v roce 2010 změněna na variantu DPS-4D).

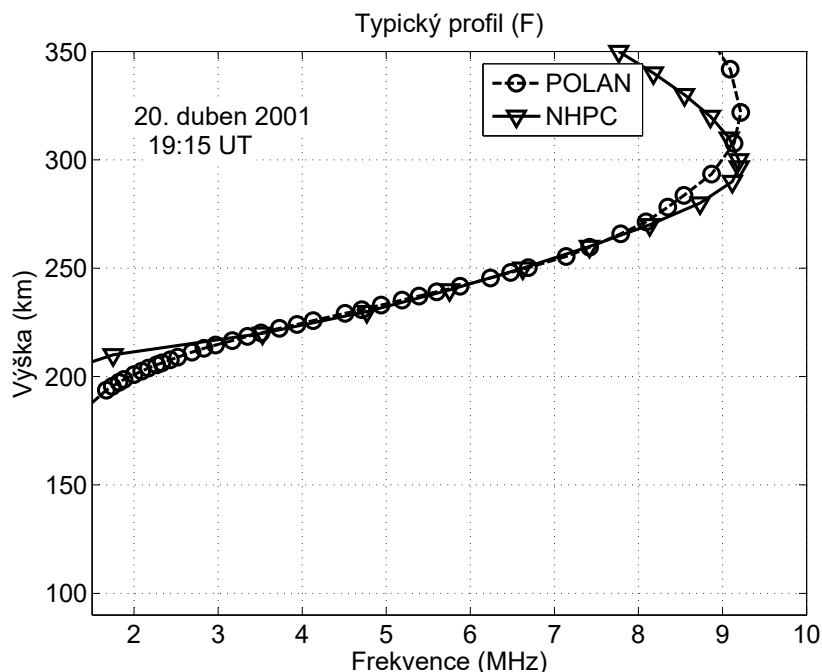
Účelem srovnání bylo zjistit, jak se liší výstupy z obou metod při stejných vstupních datech pro dvě ionosférické stanice Ebro (40,8° s.š., 0,5° v.d.) a Průhonice (50° s.š., 14,5° v.d.) v období klidných a rozbouřených geomagnetických situací. Podnětem pro Šauli et al. [2007, A1] byla mimo jiné práce [Šauli et al., 2006], ve které byly na dvou stanicích (Průhonice a Ebro) detekovány odlišné průběhy elektronové koncentrace. Stanice Ebro (algoritmus NHPC) vykazovala výrazně hladší průběhy elektronové koncentrace vykreslené na zvolených výškách oproti stanici Průhonice (algoritmus POLAN). Bylo tedy důležité vyřešit otázku, zda je tento rozdíl způsoben různými algoritmy, nebo zda je to důsledek odlišných fyzikálních procesů v ionosféře nad oběma stanicemi (např. v důsledku odlišné polohy stanic). Autory zajímaly i systematické rozdíly mezi oběma algoritmy pro různý typ zvrstvení a pro různé podmínky geomagnetické situace (geomagnetický klid vs. rozbouřená situace). Interpretace výsledků rozdílů obou metod není jednoznačná a pravděpodobně je jen velmi obtížné určit, která z metod je věrohodnější. Počet měření *in situ* pomocí raket je velice omezený a na sledovaném intervalu (pro výšky nižší než hmF2) je velmi obtížné určit skutečné hodnoty elektronové koncentrace/plazmové frekvence.

Zkontrolován a ručně vyhodnocen byl celkový počet 10361 ionogramů, zejména z období 1992–2001 s časovým rozlišením 15 min. Časové řady dále obsahují i měření z kampaně HIRAC z období 23.–29. dubna 2001 [Feltens et al., 2001] s pětiminutovým časovým rozlišením. Ionogramy byly rozděleny do tří skupin podle počtu vrstev v profilu. První skupinu tvoří noční ionogramy s jednou vrstvou F, druhou skupinu denní ionogramy s vrstvami E a F a třetí skupina obsahuje denní ionogramy s třemi vrstvami E, F1 a F2.

Statistické zhodnocení zahrnuje výpočet prvního a druhého momentu rozdílu mezi oběma metodami na frekvenčním intervalu sondování s krokem 0,1 MHz (použity byly pouze frekvence s více než 100 měřeními pro tuto frekvenci), tedy průměr a směrodatnou odchylku. Obdobně byl sledován frekvenční rozdíl pro výšky profilu s ekvidistantním krokem 5 km.

6.1 Profily elektronové koncentrace

Typické profily vypočítané oběma algoritmy pro klidnou situaci (noční profil s vrstvou F a denní profily s dvěma a třemi vrstvami) jsou uvedeny na obr. 6.1–6.3.

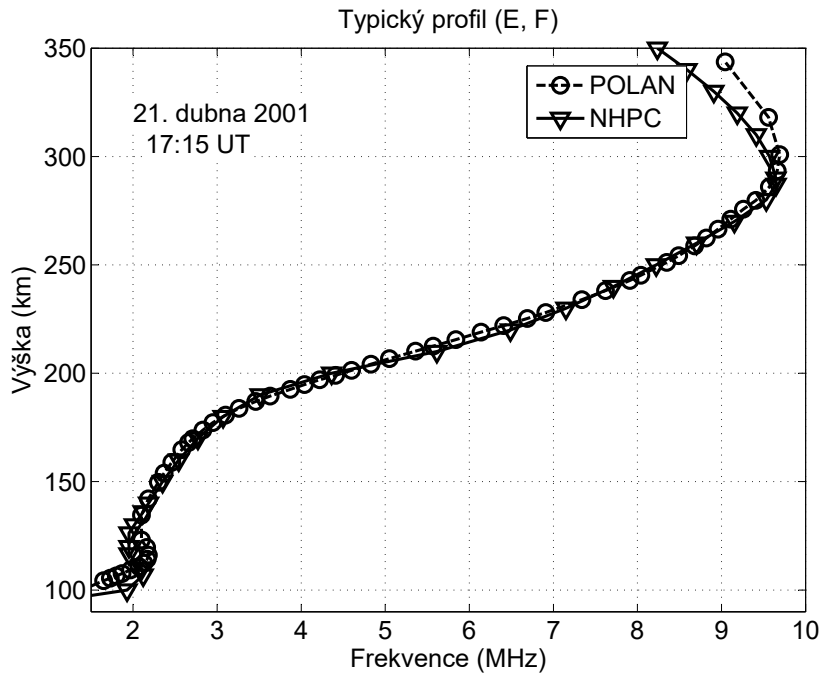


Obrázek 6.1: Typický noční profil plazmové frekvence – jedna vrstva F, (geomagneticky klidná situace, stanice Průhonice). Zřetelné jsou rozdíly pro spodní část profilu (<3 MHz) i oblast maxima plazmové frekvence.

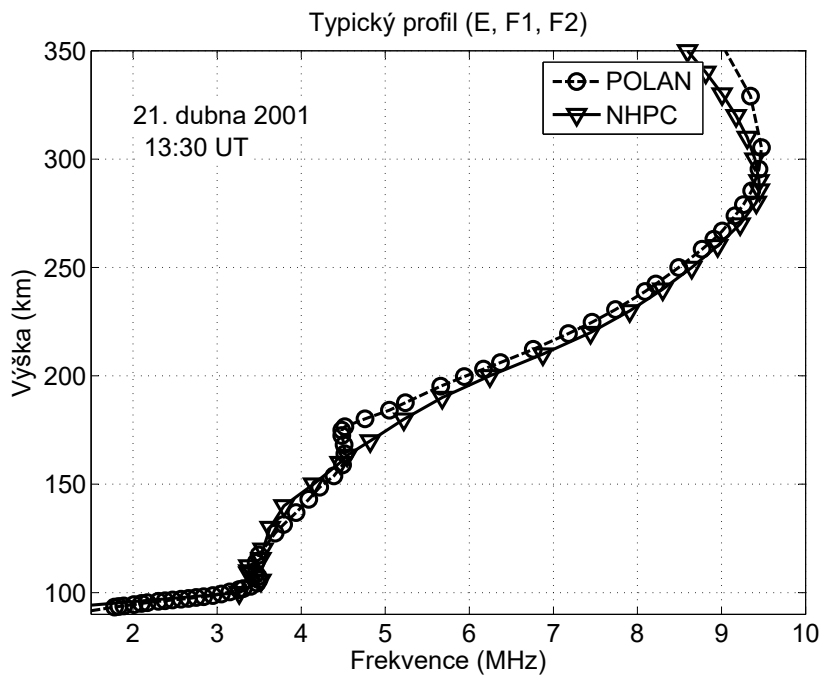
Na obr. 6.1 je patrný vliv použití rozdílného modelování v dolní části nočního profilu (v oblasti okolo 200 km) i odlišný výpočet pro oblast v blízkosti kritické frekvence f_oF_2 . Průběh elektronové koncentrace pod minimální sondovací frekvencí je principiálně nemožné odvodit z dat ze sondování a veškeré informace jsou dány použitým/zvoleným modelem. Hodnota gyrofrekvence pro stanici Průhonice je $\sim 1,2$ MHz a při sondování na této frekvenci dochází k prakticky totální absorpci signálu. Jak je vidět z obrázku, výpočet profilu POLANem udává pro nízké frekvence nižší výšky než NHPC. Obě metody se postupně vyrovnávají okolo 3 MHz. Oblast kritické frekvence je pak citlivá na určení asymptot stopy odrazu (při sondování v oblasti kritické frekvence nastává stojaté vlnění a doba návratu signálu zpět do přijímače je teoreticky nekonečná) i na parametrech polynomu prokládajícího elektronový profil. V tomto případě POLAN udává vyšší hodnoty výšky maxima h_mF_2 než NHPC, směrem k nižším frekvencím se rozdíl snižuje.

Profily $N_e(h)$ jsou si naopak velice blízké v případě denního zvrstvení do dvou vrstev E a F (tato stratifikace je typická zejména pro zimní dny, obr. 6.2). Denní průběh vrstvy E je snáze popsatelný (má mnohem menší variabilitu než vrstva F) [Davies, 1990], což snižuje i variabilitu modelů pro nízké plazmové frekvence. Při tomto zvrstvení se oba algoritmy shodují prakticky na celém profilu včetně oblasti vrstvy E i v blízkosti f_oF_2 .

Ve třetím případě, při stratifikaci ionosféry do vrstev E, F1 a F2, vykazují



Obrázek 6.2: Typický denní profil plazmové frekvence – dvě vrstvy E a F (geomagneticky klidná situace, stanice Průhonice). Dobrá shoda pro celou studovanou část profilu.

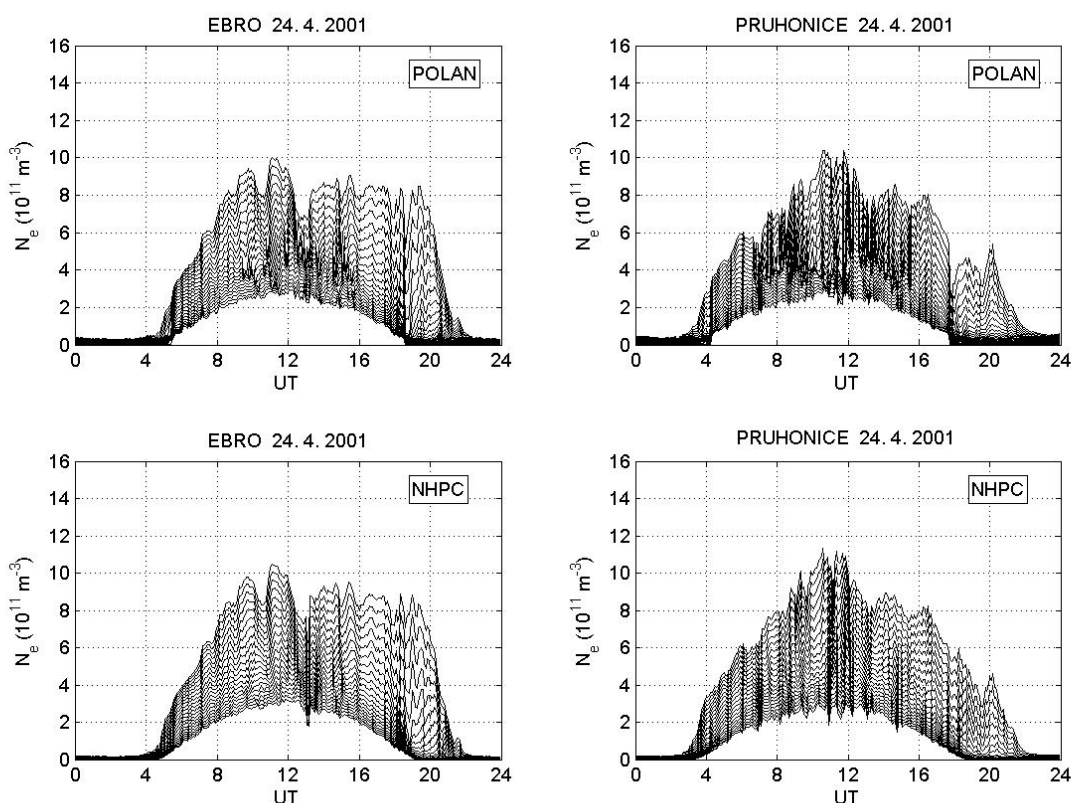


Obrázek 6.3: Typický denní profil plazmové frekvence – tři vrstvy E, F1 a F2 (geomagneticky klidná situace, stanice Průhonice). Zřetelný rozdíl v oblasti údolí mezi vrstvou F1 a F2 i v průběhu celého profilu nad 4, 5 MHz (větší hodnoty výšek z algoritmu POLAN).

použité metody rozdílné výsledky, zejména v tzv. údolí, tedy v oblastech (předpokládaného) lokálního minima N_e . Tyto oblasti jsou pro pozemní sondování

„neviditelné“. Mezi vrstvou F1 a F2 algoritmus POLAN údolí oproti NHPC prohlubuje (obr. 6.3 oblasti v okolí 4,5 MHz).

Obr. 6.4, 6.5 a 6.6 ukazují průběhy elektronové koncentrace na výškách 150–250 km vypočtené jednotlivými algoritmy na obou stanicích s pětiminutovým rozlišením. Výpočet $N_e(h)$ algoritmem POLAN vede k méně plynulým průběhům oproti výpočtu pomocí algoritmu NHPC. Na obr. 6.6 z geomagneticky porušené situace je zřetelně vidět vlnová aktivita (TID). Na stanici Průhonice je efekt TID, které se šíří z aurorální oblasti, výraznější. Stanice Průhonice se tedy jeví jako více ovlivněna aktivitou aurorální oblasti a průchodem TID, než jižněji položená stanice Ebro.

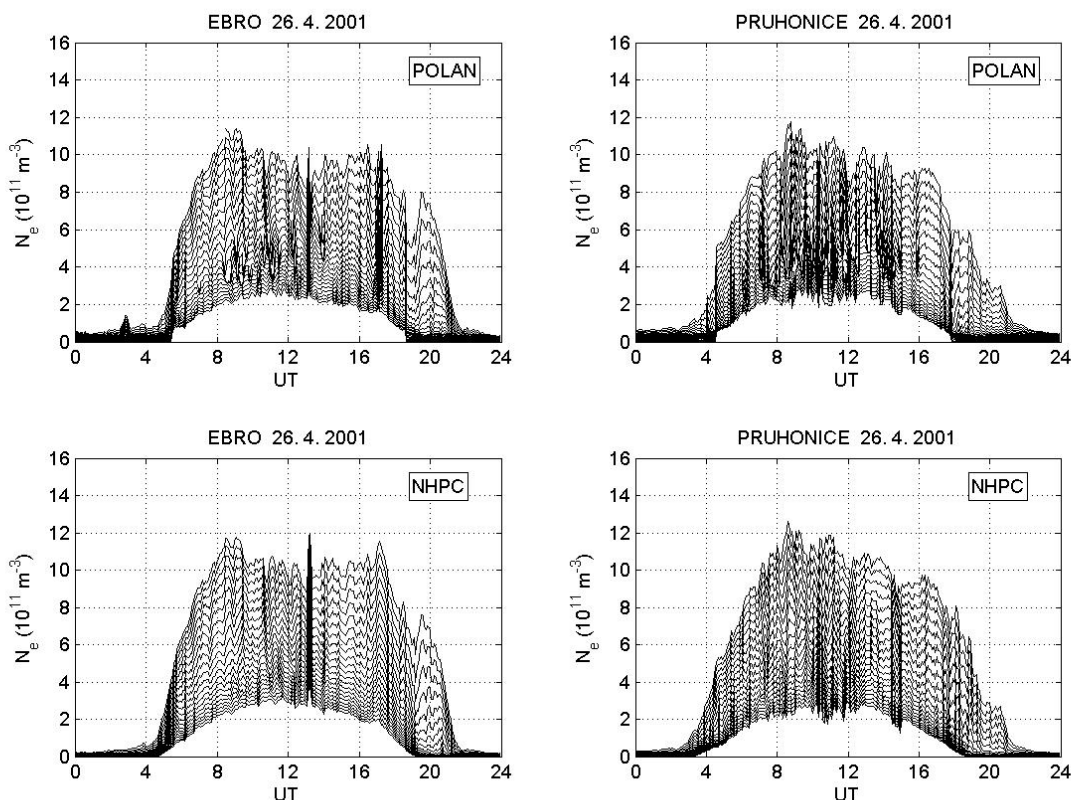


Obrázek 6.4: Elektronová koncentrace ve výškách 150–250 km s krokem 5 km pro stanice Ebro a Průhonice. Geomagneticky klidná situace. $K_p < 4$.

6.2 Statistické výsledky

Průměrné rozdíly mezi oběma algoritmy a směrodatné odchylky pro období geomagnetického klidu ($K_p < 4$) vs. období geomagnetické bouře ($K_p \geq 4$) jsou uvedeny na obr. 6.7 (geomagneticky klidná situace) a 6.8 (geomagnetická bouře).

Rozdíl skutečných výšek elektronového profilu je pro každý frekvenční krok definován jako $\Delta h_{PN} = h_{POLAN} - h_{NHPC}$, kde h_{POLAN} a h_{NHPC} označují skutečnou výšku elektronového profilu vypočtenou jednotlivými algoritmy. Statistická analýza Δh_{PN} prokázala systematické rozdíly z výstupů obou metod. Zatímco nebyl nalezen výrazný rozdíl mezi období geomagnetického klidu a bouře, byly



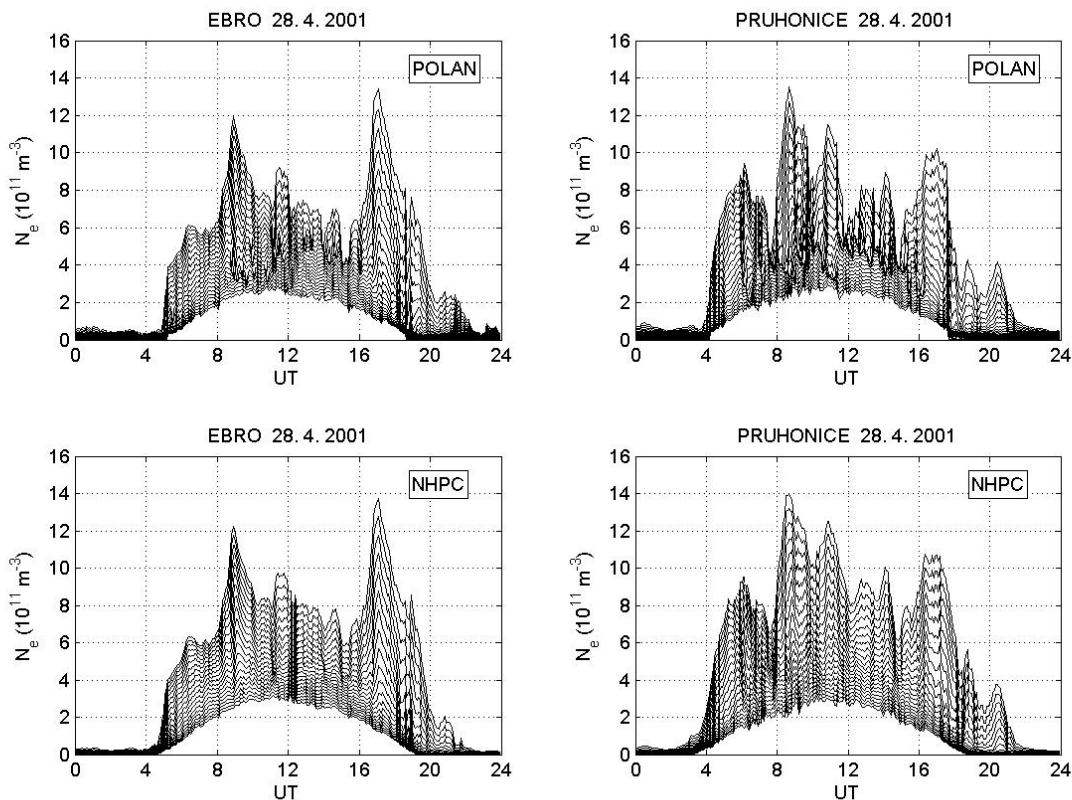
Obrázek 6.5: Elektronová koncentrace ve výškách 150–250 km s krokem 5 km pro stanice EbRO a Průhonice. Geomagneticky mírně porušená situace ($4 \leq Kp \leq 6$). Průběhy na jednotlivých výškách jsou v případě algoritmu POLAN (nahore) méně plynulé, než v případě NHPC, zejména pro stanici Průhonice (vpravo nahore).

detekovány rozdíly v určení skutečné výšky odrazu na jednotlivých stanicích. Obr. 6.7 a 6.8 demonstrují rozdíly v měřeních na observatoři EbRO a Průhonice během geomagneticky klidné a geomagneticky rozbouřené situace. Horní panely představují noční situaci s jednou vrstvou F. Prostřední panely jsou z denních období s dvěma vrstvami E a F a spodní panely z denní doby, kdy jsou detekovány tři vrstvy, E, F1 a F2.

Během noci (obr. 6.7 a obr. 6.8, horní panely), kdy je vyvinuta pouze vrstva F, jsou hodnoty Δh_{PN} negativní pro spodní část profilu a pozitivní pro frekvence blízké foF2. Střední část profilu vykazuje nízké hodnoty Δh_{PN} . Hodnota Δh_{PN} v horní části profilu pro stanici Průhonice činí přibližně 7 km, pro stanici EbRO je rozdíl méně výrazný (méně než 3 km). Systematická odchylka σ směrem ke kritické frekvenci foF2 klesá k hodnotě okolo 5 km.

Na prostředních dvou panelech (obr. 6.7 a obr. 6.8) je srovnání v období, kdy je ionosféra zvrstvena do vrstev E a F. Na stanici EbRO je Δh_{PN} zhruba 5 km (největší rozdíly jsou ve spodní části profilu). Větší shoda v $N_e(h)$ pro obě metody je pozorována u stanice Průhonice, ale i zde je vidět nadhodnocení výšky v $N_e(h)$ profilu algoritmem POLAN oproti NHPC. Systematická odchylka σ je stabilně nízká a blíží se hodnotě 5 km prakticky pro celou sledovanou část profilu $N_e(h)$.

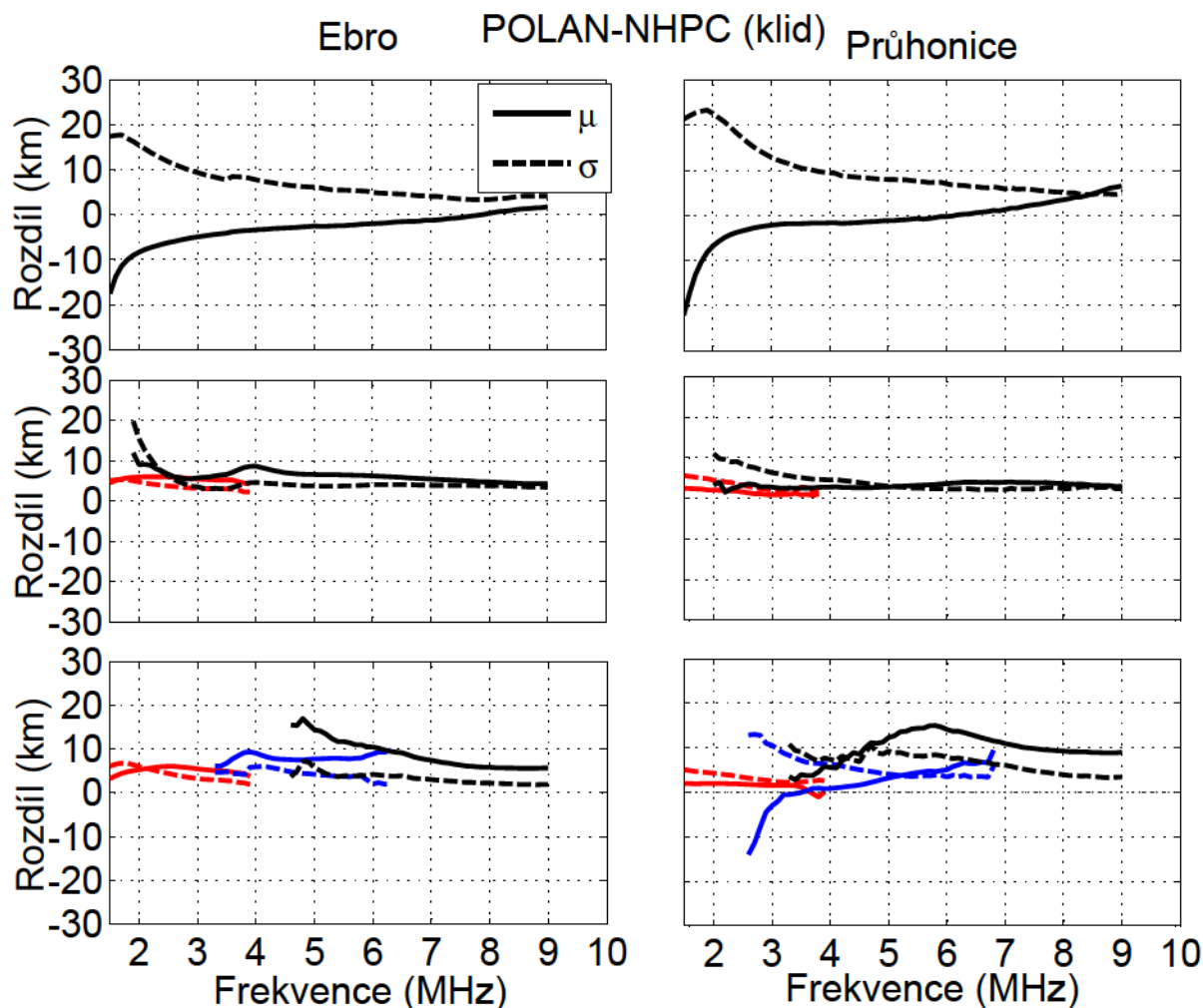
Spodní panely obr. 6.7 a obr. 6.8 (tři vyvinuté vrstvy E, F1 a F2) ukazují



Obrázek 6.6: Elektronová koncentrace ve výškách 150–250 km s krokem 5 km pro stanice Eburo a Průhonice. Geomagneticky porušená situace ($K_p > 6$). Algoritmus POLAN, podobně jako v obr. 6.5 vykazuje více neuspořádané průběhy elektronové koncentrace oproti NHPC (výrazněji pro Průhonice oproti stanici Eburo).

poměrně vysoké nadhodnocení ve vrstvě F2 pomocí POLANu oproti NHPC. Pro vrstvu F1 je nadhodnocení menší, ale je zřetelné, stejně tak je tomu i pro vrstvu E.

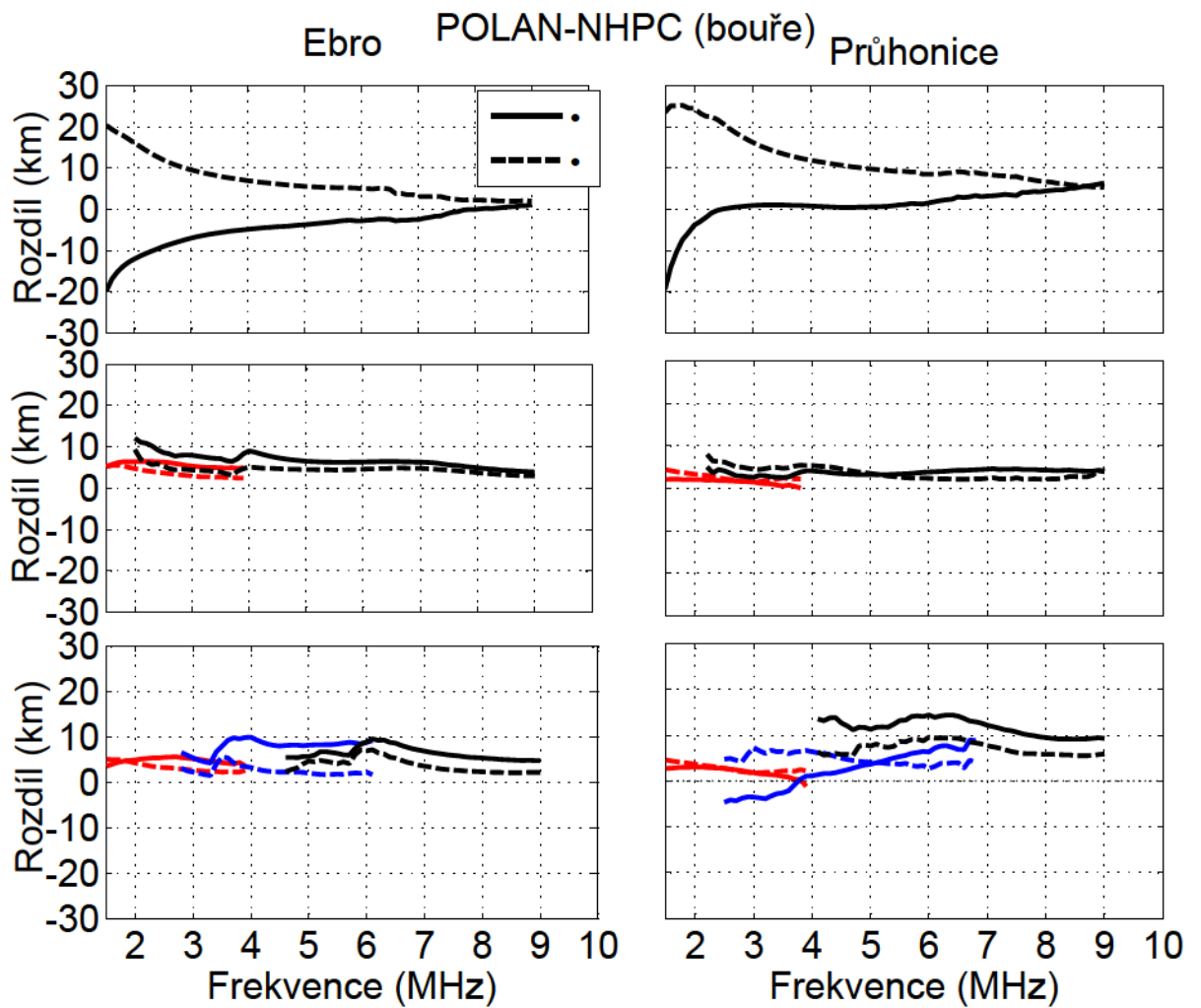
Maximální rozdíly mezi oběma algoritmy (Δh_{PN}) jsou pozorovány u nočních měření s jednou vrstvou pro plazmové frekvence $<$ cca 3 MHz (nadhodnoceny skutečné výšky profilu vypočtené NHPC oproti profilu vypočteném POLANem), navíc jsou doprovázeny velkými směrodatnými odchylkami. To je možné interpretovat jako nejistotu výpočtu profilu pomocí uplatnění modelu pro plazmové frekvence nižší než minimální sondovací. Obě metody jsou pro oblasti s nízkou elektronovou koncentrací ve vrstvě F2 výrazně odlišné (obr. 6.1). Pro vyšší části elektronového profilu pak postupně dochází ke zmenšení Δh_{PN} a směrem k maximum elektronové koncentrace naopak k jeho zvýšení. Podobně v situaci se dvěma a třemi vrstvami pozorujeme nadhodnocení ve prospěch POLANu (kladné hodnoty Δh_{PN}), v tomto případě se neuplatňuje rozdílné modelování spodní části profilu pro plazmové frekvence (resp. modelována není vrstva F2, ale vrstvy E či F1). Z těchto tří případů je nejlepší shoda obou metod pro denní ionogramy s přítomností dvou vrstev, kde je průměrné Δh_{PN} pro většinu profilu prakticky všude menší než 7 km. Situace se třemi vrstvami ukazuje relativně dobrou shodu pro oblast E, avšak významné rozdíly pro oblasti F1 a F2.



Obrázek 6.7: Průměrný rozdíl skutečných výšek profilu elektronové koncentrace (μ) a směrodatná odchylka (σ) (POLAN - NHPC) v období geomagneticky klidné situace ($K_p < 4$). Horní řada reprezentuje noční ionogramy (vrstva F2), prostřední situaci s přítomností dvou vrstev (vrstvy E, F), spodní je pro výskyt tří vrstev (vrstvy E, F1, F2).

6.3 Shrnutí porovnání algoritmů POLAN a NHPC

- Práce [Šauli et al., 2007, A1] ukázala, že existují systematické rozdíly mezi oběma analyzovanými metodami a liší se podle typu stratifikace.
- Nejlepší shoda algoritmů je pro případ dvou vrstev E a F2, naopak největší rozdíly jsou pozorovány pro oblasti nízkých plazmových frekvencí pod cca 3 MHz v případě noční situace (vrstva F).
- V situaci, kdy jsou přítomné tři vrstvy, je největší rozdíl mezi algoritmy lokalizován do přechodové oblasti mezi vrstvami E a F1, případně F1 a F2.
- V období zvýšené geomagnetické aktivity byly pozorovány změny profilu N_e vlivem poruchy geomagnetického pole působícího na ionosféru. Byl detekován průchod TID šířících se z aurorální oblasti.



Obrázek 6.8: Průměrný rozdíl skutečných výšek profilu elektronové koncentrace (μ) a směrodatná odchylka (σ) (POLAN - NHPC) v období porušené geomagnetické situace ($K_p \geq 4$). Horní řada reprezentuje noční ionogramy (vrstva F2), prostřední situaci s přítomností dvou vrstev (vrstvy E, F), spodní je pro výskyt tří vrstev (vrstvy E, F1, F2).

7. Analýza sporadického zvrstvení

7.1 Sporadické zvrstvení a vazba na neutrální atmosféru

Tato kapitola shrnuje výsledky práce Mošna a Koucká Knížová [2012, A8], která pomocí kontinuální waveletové transformace (CWT), cross waveletové transformace (XWT) a waveletové koherence (WTC) popisuje vztah mezi neutrální atmosférou (teplota plynu na hladině 10 hPa, což odpovídá výšce cca 30 km) a parametry sporadických vrstev foEs (kritická frekvence) a hEs (výška vrstvy). Pro analýzu dynamiky tvorby sporadické vrstvy byla dále použita Automatická vizualizační metoda [Mošna a Koucká Knížová, 2010, A4; Šindelářová et al., 2012].

Data reprezentující stav neutrální atmosféry jsou stratosférické teploty z modelu ERA-40 [Uppala et al., 2005]. Prostorové rozlišení je $2,5 \times 2,5$ stupně. Časové rozlišení modelu je 6 hodin, pro časy 00, 06, 12 a 18 UT. Pro analýzu byly použity hodnoty nejbližší odpovídající pozici stanice Průhonice (50° s.š., $14,5^\circ$ v.d.).

Data použitá pro ionosféru jsou kritické frekvence foEs a výšky vrstvy hEs ze stejných časů, tedy 00, 06, 12 a 18 UT, z období letních měsíců 2004, 2006 a 2008. Zvolené časové rozlišení umožňuje detekci společných vlnových projevů na periodách 12 hodin a delších. Pro analýzu periodicit byly použity kontinuální waveletová transformace, cross waveletová transformace a waveletová koherence převzaté z prací Grinsted et al. [2004] a Torrence a Compo [1998]. Cross waveletová analýza a waveletová koherence byla provedena na normalizovaných datech s nulovou střední hodnotou a jednotkovou variancí podle zmíněných prací.

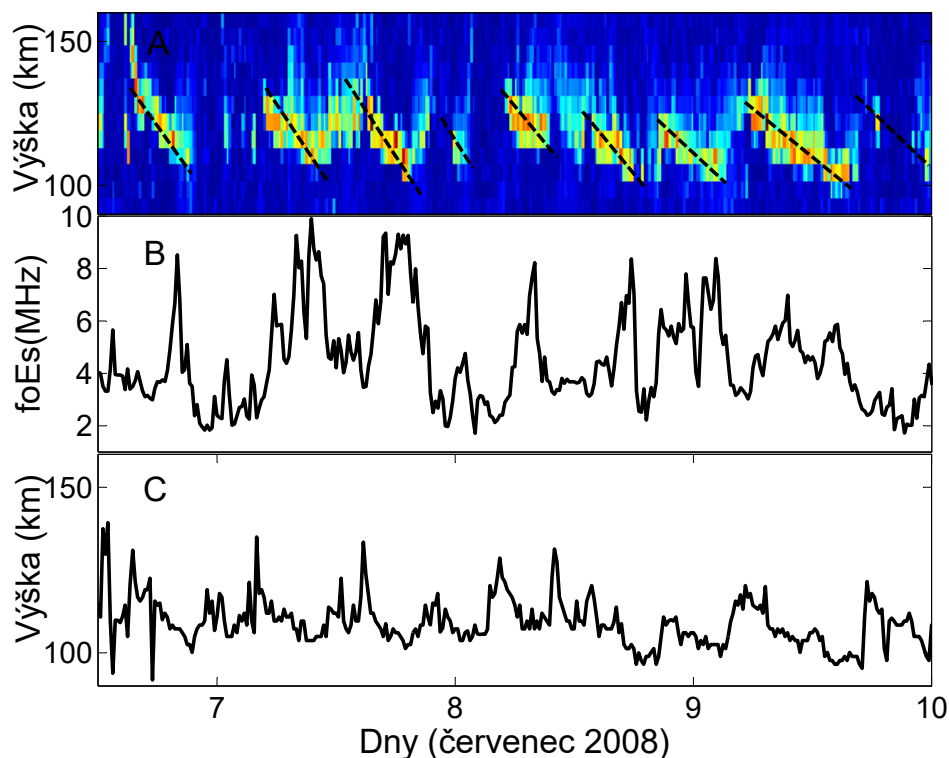
7.1.1 Kontinuální waveletová transformace, cross waveletová transformace a waveletová koherence

Ve všech waveletových metodách byl použit komplexní wavelet (Morlet). Kontinuální waveletová transformace (CWT – Continuous Wavelet Transform) byla použita pro výpočet výkonu na jednotlivých periodách, tedy pro zobrazení dominantních period na jednotlivých časových řadách. Cross waveletová transformace (XWT – Cross Wavelet Transform) a waveletová koherence (WTC – Wavelet Coherence) slouží pro detekci společných vlnových projevů. WTC i XWT přinášejí informaci o společných periodách a o fázích. WTC udává, na jakých periodách a v jakém okamžiku obě sady dat korelují bez ohledu na jejich výkon, XWT pak upřednostňuje společné oblasti s vysokým výkonem. Kromě standardního zobrazení společného výkonu je zobrazena i fáze mezi jednotlivými dvojicemi dat pomocí šipek, které se nachází v daných oblastech diagramů. Fáze je zobrazena v rozmezí $0-2\pi$ na dané periodě, proti směru hodinových ručiček. To znamená, že například šipka směřující kolmo vzhůru v oblasti period 4 dny pro dvojici T–foEs odpovídá fázovému zpoždění foEs oproti T o jeden den (případně o jeden den + 4n dní). Podrobnosti o metodách jsou uvedeny v Mošna a Koucká Knížová [2012,

A8] a dalších tam citovaných pracích.

Výsledky waveletové analýzy jednotlivých časových řad T, hEs a foEs pro tři kampaně 2004, 2006 a 2008 (CWT) a dále WTC a XWT pro dvojice T–hEs a T–foEs pro tyto tři kampaně jsou souhrnně zobrazeny v Příloze B1 (CWT) a B2 (WTC,XWT). Obr. 7.1 zobrazuje periodicitu vzniku Es vrstvy v 6–12 hodinových

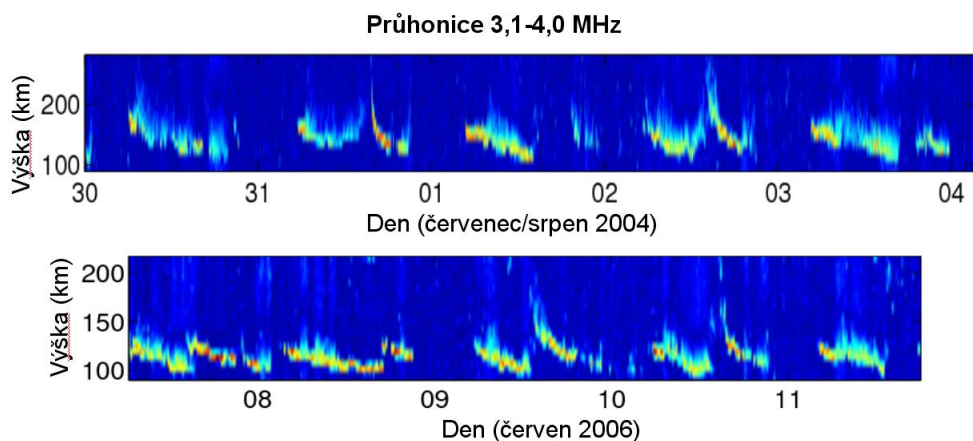
Průběh vrstvy Es a její charakteristiky



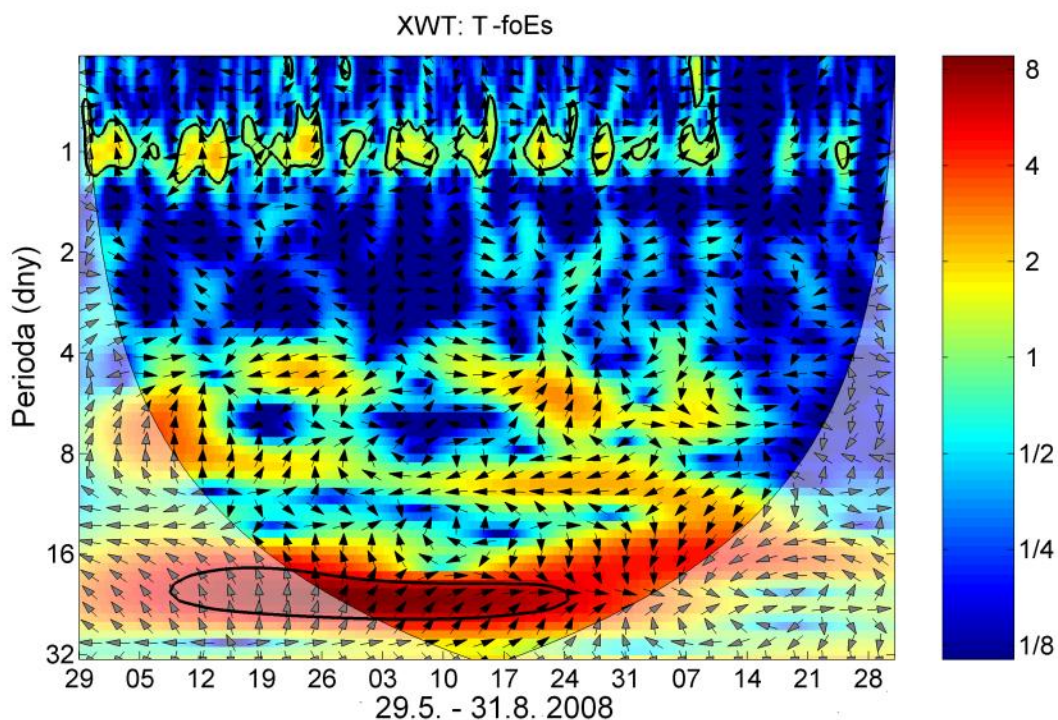
Obrázek 7.1: Automatická vizualizační metoda s použitým frekvenčním oknem 3,1–4,1 MHz (horní panel). Kritická frekvence foEs (prostřední panel) a výška vrstvy hEs (spodní panel).

periodách pomocí Automatické vizualizační metody [Mošna a Koucká Knížová, 2010, A4]. Identifikace periodicity tvorby a poklesu je při použití AVM názornější než vykreslení ionosférických charakteristik kritické frekvence foEs nebo výšky vrstvy hEs. Zobrazené periody o délce 8–12 hodin odpovídají planetárním vlnám. Pokles vrstev pro další kampaně z roku 2004 a 2006 je znázorněn i na obr. 7.2.

Obr. 7.3 zobrazuje XWT pro dvojici (T;foEs) z 29.5.–31.8. 2008. Oblasti společného výkonu se vyskytují stabilně na periodě 1 den, odpovídající přílivovým vlnám. Jsou zde vidět oblasti se společným vysokým výkonovým spektrem na periodách odpovídajících módům planetárních vln (Rossbyho módy). Pozorované periody (cca 4, 8–10, 16–20 dní) jsou výsledkem modulace vlny atmosférickými větry převládajícími v době měřicí kampaně. Fáze pro popisované periody nejsou stálé a naznačují nelineární vazby mezi oblastí stratosféry a Es vrstvy. Kompletní analýzy pomocí CWT, XWT a WTC jsou uvedeny v Příloze B.



Obrázek 7.2: Změna výšky sporadické vrstvy v průběhu času (kampaně 2004 a 2006). Automatická vizualizační metoda [Mošna a Koucká Knížová, 2010, A4] s použitím frekvenčním oknem 3,1–4,1 MHz .



Obrázek 7.3: Cross waveletová transformace pro stratosférickou teplotu a kritickou frekvenci foEs z léta 2008. Na obrázku jsou vidět vysoké společné výkony v oblasti 1, 4–5, 8–10 a 16–20 denních period.

7.2 Shrnutí vazby neutrální atmosféra–Es vrstva

Mezi nejvýznamnější výsledky práce [Mošna a Koucká Knížová, 2012, A8] uvádíme:

- Nejvýraznější periodou detekovanou v parametrech foEs a hEs pomocí CWT je jednodenní perioda, která je přítomna i v datech teplot (Příloha B 1).
- Fázový posun mezi stratosférickými a ionosférickými daty pro periodu jeden den (přílivové/planetární vlny) je stabilní a má hodnotu $\pi/4 - \pi/2$, což odpovídá 3–6 hodinám. Fázová rychlost vln vypočítaná za zjednodušených předpokladů¹ vln o periodě 24 hodin pohybujících se mezi hladinami 10hPa a Es (tzn. mezi cca 30km a 100–130 km) tedy činí cca 6–9 m/s, což je realistická hodnota pro tento druh vln² (Příloha B 2).
- Detekované společné periody (T, hEs) a (T, foEs) v oblasti planetárních vln se vyskytují zejména na periodách odpovídajících vlastním oscilacím atmosféry (Rossbyho módy).
- Planetární vlny šířící se ze stratosféry do ionosféry ovlivňují významným způsobem vznik a trvání sporadické vrstvy Es. Tento závěr potvrzuje pozorování autorů [Pancheva, 2003; Šauli a Bourdillon, 2008; Voiculescu et al., 2000].

¹např. pohyb kolmo vzhůru, konstantní rychlost atd.

²např. podle Yu, <http://www.ess.uci.edu/~yu/class/ess228/lecture.5.waves.all.pdf>, který udává pro Rossbyho mód o vlnové délce 6000 km rychlost 8 m/s

8. Ionosférická odezva na poruchy ve slunečním větru

Tato kapitola se zabývá vlivem HSS, CME a MC na chování ionosféry v oblasti vrstvy F2 ovlivněné působením porušeného meziplanetárního pole na magnetosféru Země. Sledovanými ionosférickými parametry jsou výška maxima elektronové koncentrace hmF2, případně virtuální výška h'F2 (h'F) a kritická frekvence vrstvy foF2. Výsledky pro případy 1–6 (viz tab. 8.1) byly publikované v [Mošna et al., 2009a, A2] a [Mošna et al., 2009b, A3]. Data ze slunečního větru pocházejí ze satelitu ACE (<http://cdaweb.gsfc.nasa.gov>).

Parametry slunečního větru ze sondy ACE, geomagnetické indexy Dst (minimální hodnota pro každou událost) a Kp (maximální hodnota) jsou uvedeny v Tab. 8.1. V této kapitole rozlišujeme mezi CME (bez rotace magnetického pole) a MC (s rotací magnetického pole).

Tabulka 8.1: Přehled slunečních událostí

Č.	Datum	Typ	v_{max}	$B_{z_{min}}$	\mathbf{B}	Dst_{min}	Kp_{max}
1	11.2. 2004	MC	730	-12.4	21	-93	6+
2	9.3. 2004	HSS	745	-8.6	10	-78	6+
3	7.11. 2004	MC	730	-44.6	47	-374	9-
4	7.10. 2005	HSS	716	-9.8	11	-50	5-
5	31.10. 2005	CME	386	-8.1	13	-74	5
6	3.8. 2010	MC	598	-10.7	17	-66	7-
7	30.9. 2012	MC	395	-20	21	-119	7

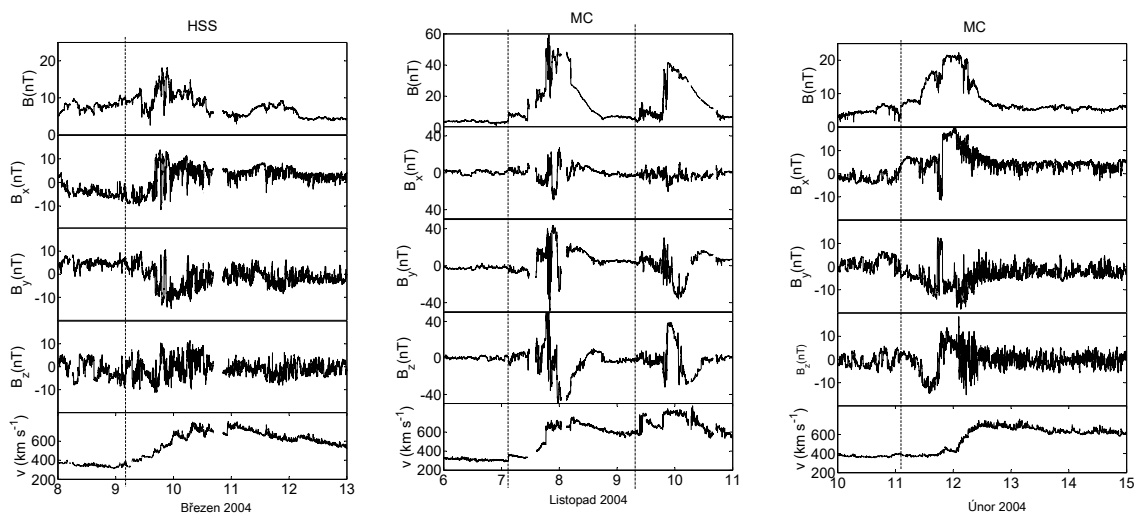
Seznam analyzovaných slunečních událostí. Maximální rychlost slunečního větru v_{max} (km/s), minimální hodnoty z-složky magnetického pole slunečního větru $B_{z_{min}}$, maximální hodnoty vektoru magnetického pole \mathbf{B} a minimální hodnoty Dst (nT). HSS=High Speed Solar Stream, CME=Coronal Mass Ejection, MC=Magnetic Cloud.

Kritéria pro výběr slunečních událostí byla jednak přítomnost negativní složky magnetického pole B_z a dále bylo pro skupinu událostí 1–5 a 7 použito časové omezení událostí na jarní/podzimní výskyt vzhledem k tomu, aby byl minimalizován vliv sezónní variability ionosféry. Události 4 a 5, HSS (7. 10. 2005) a CME (31. 10. 2005) byly analyzovány pro porovnání ionosférické odezvy nad šesti různými evropskými stanicemi. Odezva na magnetický oblak MC (3. 8. 2010) byla porovnána pro tři ionosférické stanice.

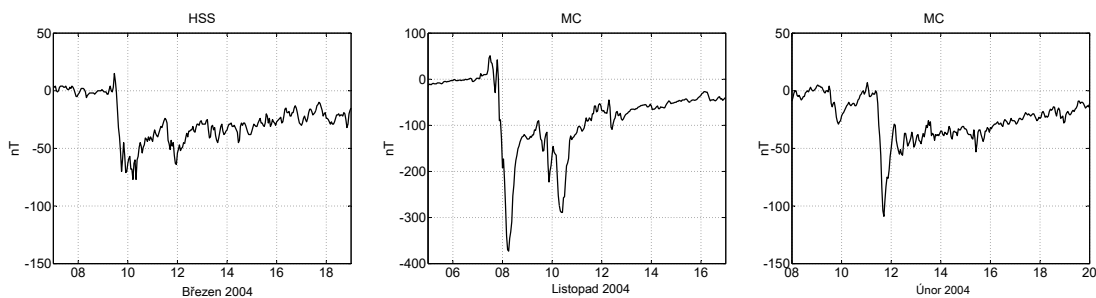
Pro každý případ byla vybrána kontinuální série ionogramů z doby několika dnů před a po události s časovým rozlišením 15 minut. Ionogramy z doby před událostí slouží jako referenční ionogramy. Ionogramy byly zkontrolovány a případně ručně zpracovány a byly vypočteny profily elektronové koncentrace pomocí algoritmu NHPC [Reinisch et al., 2005].

8.1 HSS a MC, 2004

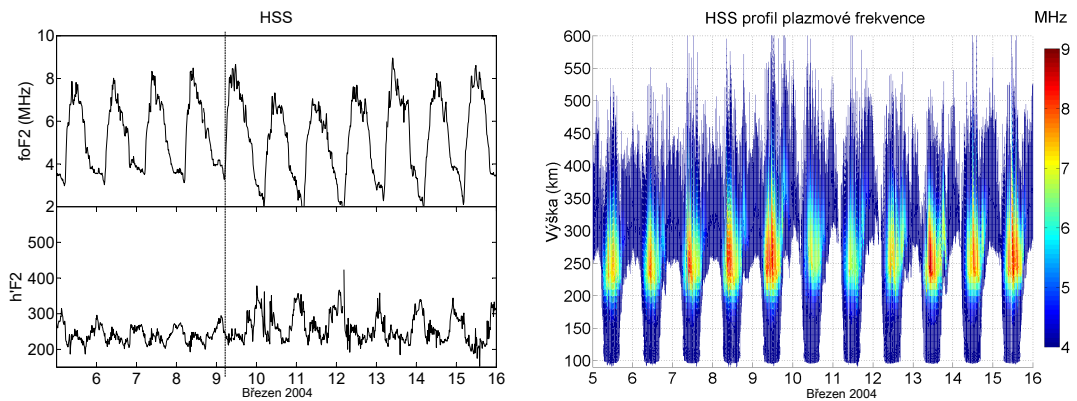
Události z roku 2004 byly vybrány tak, aby (i) porucha meziplanetárního pole následovala po delším období klidu (minimálně 14 dní), (ii) hodnota magnetického pole B_z měla záporné hodnoty, (iii) odfiltroval se sezonní vliv na ionosféry výběrem časů s podobným chováním ionosféry (Rishbeth [2001]; Forbes [2000]; Prölss [2004] další). Po zjištění dostupných ionosférických dat byly vybrány události magnetický oblak (MC) (11. 2. 2004), HSS (9. 3. 2004) a magnetický oblak (7. 11. 2004). MC (7. 11. 2004) má cca dvojnásobnou velikost \mathbf{B} a B_z oproti zbývajícím dvěma případům. Charakteristiky slunečního větru jsou zakresleny na obr. 8.1. Geomagnetická situace pomocí indexu Dst je znázorněna na obr. 8.2. Geomagnetická situace z hlediska indexů Dst a Kp je středně (MC, 11. 2. 2004, HSS, 9. 3. 2004) a silně porušena (MC, 7. 11. 2004).



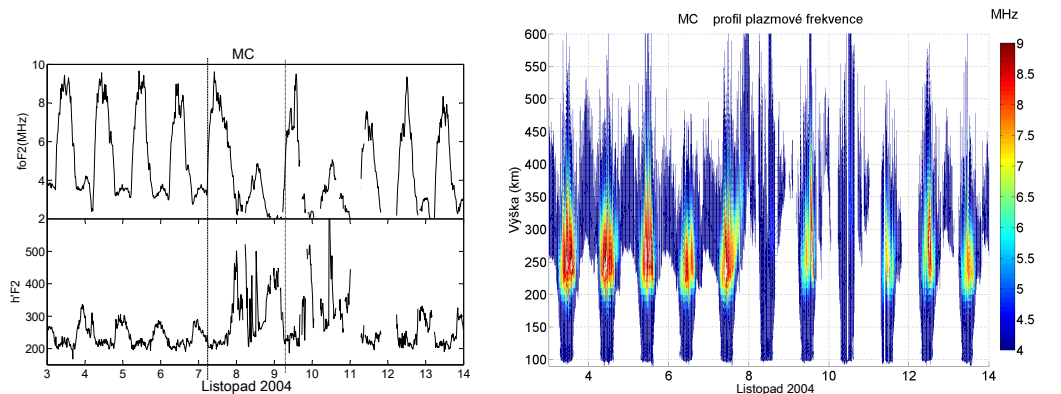
Obrázek 8.1: Velikost vektoru magnetického pole \mathbf{B} (nahore), komponenty magnetického pole B_x , B_y a B_z (uprostřed) a rychlost slunečního větru (dole). Svislé čáry označují časy událostí.



Obrázek 8.2: Index Dst pro HSS (9. 3. 2004), MC (7. 11. 2004) a MC (11. 2. 2004), zleva.

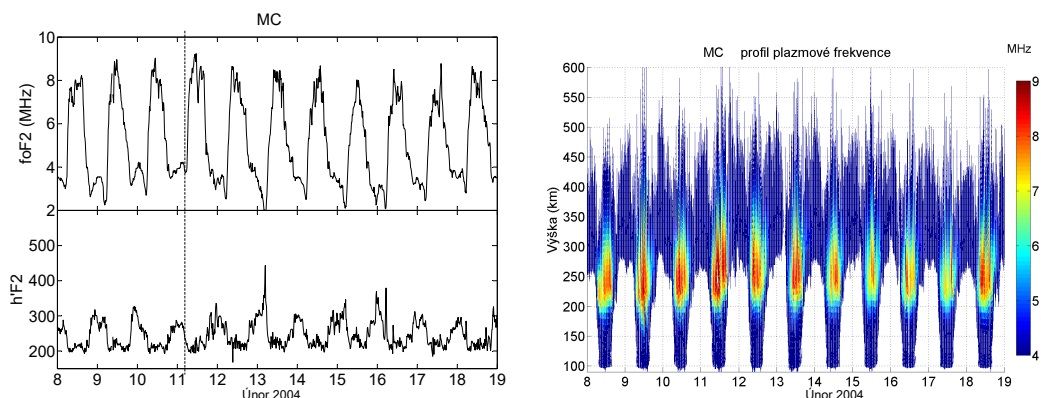


Obrázek 8.3: Průběh kritických frekvencí (levý obrázek, horní panel) a virtuálních výšek vrstvy F2 (levý obrázek, spodní panel). Profil plazmové frekvence (pravý obrázek). HSS (9. 3. 2004).



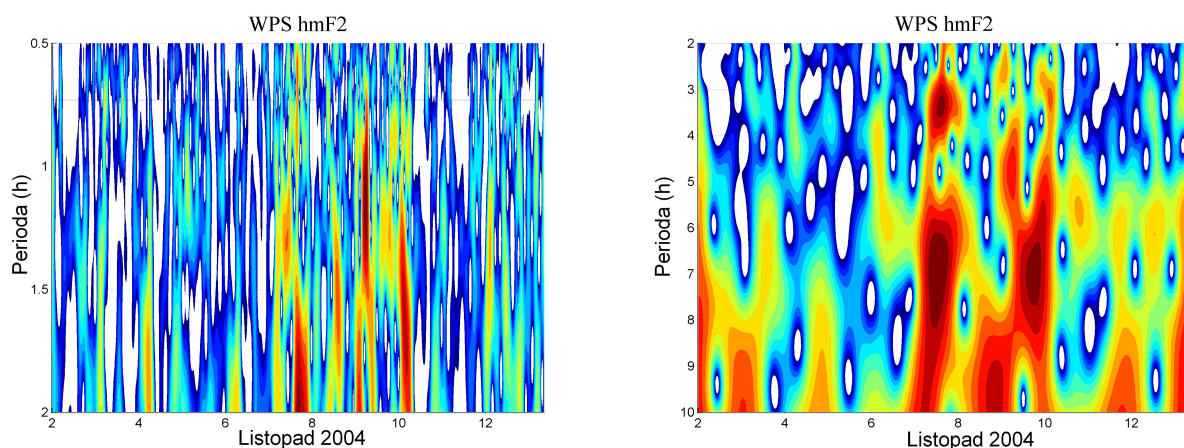
Obrázek 8.4: Průběh kritických frekvencí (levý obrázek, horní panel) a virtuálních výšek vrstvy F2 (levý obrázek, spodní panel). Profil plazmové frekvence (pravý obrázek). MC (7. 11. 2004).

Ionosférická odezva je v případě HSS (9.3. 2004) i MC (7.11. 2004) výrazná a je pozorovatelná na virtuální výšce vrstvy F2, kde došlo k jejímu vzrůstu, i na průběhu f_oF2 (výrazný pokles denních i nočních hodnot, viz obr. 8.4 a obr. 8.4). Událost MC (7. 11. 2004) je extrémní z hlediska poruchy IMF i velikosti minimální honoty Dst a stejně tak mimořádná je i ionosférická odezva. Kritické frekvence se den po poklesu hodnot vrátily na předchozí denní průběh, což je rozdílné chování ionosféry oproti HSS (9. 3. 2004), kdy denní pokles trvá po tři dny po poruše IMF. Další extrémní pokles v případě MC (7. 11. 2004), tedy 9. 11. 2004, je způsoben další poruchou v IMF (obr. 8.1, prostřední panel), která opět vede v výrazným změnám (pokud by nedošlo k této následné poruše IMF, tak bylo by zajímavé sledovat např. dobu trvání oscilací výšek F2, případně další vývoj f_oF2). Spektrální analýza vlnové aktivity ukazuje, že dochází k průchodu vln na širokém rozmezí period cca 0,5 h– cca 20 h), což odpovídá módům gravitačních a přílivových vln (obr. 8.6. Zřetelná je na obou panelech i vlnová aktivita vyvolaná



Obrázek 8.5: Průběh kritických frekvencí (levý obrázek, horní panel) a virtuálních výšek vrstvy F2 (levý obrázek, spodní panel). Profil plazmové frekvence (pravý obrázek). MC (11. 2. 2004).

působením další poruchy IMF 9./10. 11. 2004.

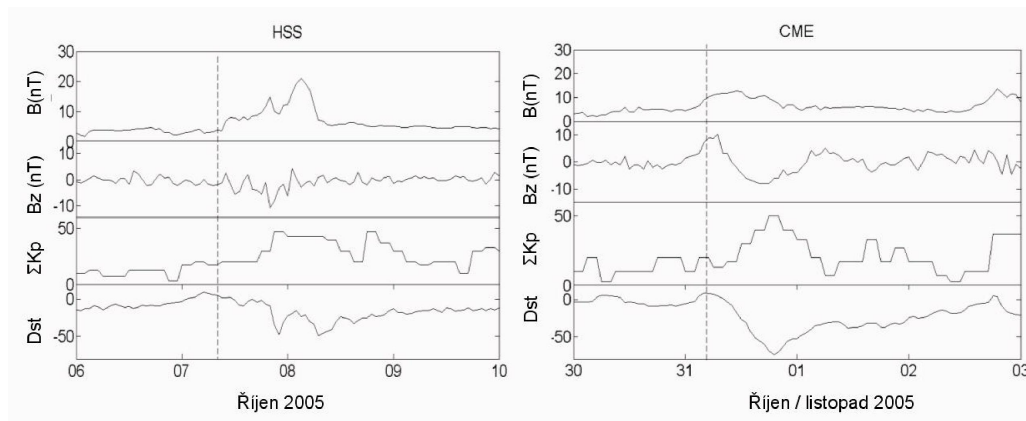


Obrázek 8.6: Vlnová aktivita detekovaná na výškách maxima elektronové koncentrace na periodách odpovídajících módům gravitačních vln (levý panel) a gravitačních a přílivových vln (pravý panel), MC (7. 11. 2004).

V případě MC (11. 2. 2004) dochází k středně velké změně v nočních kritických frekvencích foF2 a pozorovatelnému, ale nepříliš významnému zdvihu vrstvy F2 (obr. 8.5).

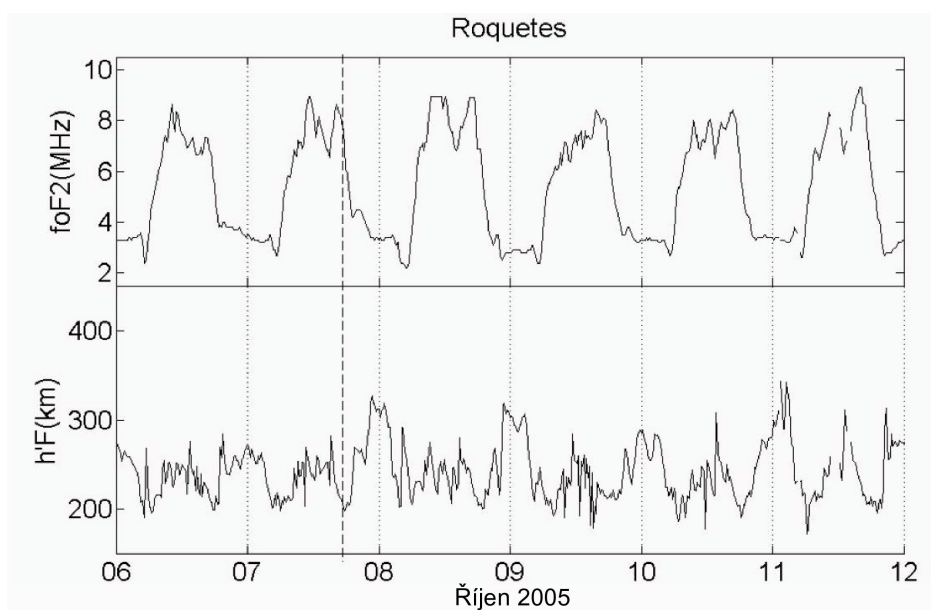
8.2 HSS a CME, říjen 2005

Vliv HSS a CME z října 2005 na ionosféru byl studován pomocí ionosférických parametrů měřených na šesti evropských stanicích (Athény, Chilton, Dourbes, Juliusruh, Průhonice, Ebro/Roquetes). Parametry slunečního větru a geomagnetické indexy Kp a Dst pro události HSS (7. 10. 2005) a CME (31. 10. 2005) jsou na obr. 8.7. Obě události jsou srovnatelné z hlediska velikosti odezvy v geomag-



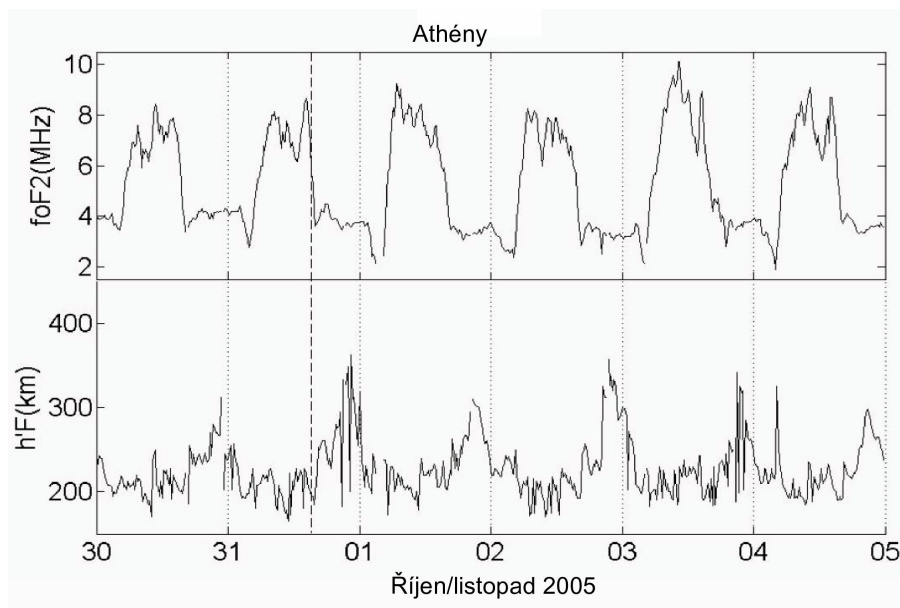
Obrázek 8.7: \mathbf{B} a B_z , ΣK_p a Dst pro události HSS a CME v říjnu 2005.

netickém indexu K_p . Z hlediska odezvy Dst je výraznější událost CME, u které Dst dosáhlo -74 nT. Změny ionosférických parametrů na stanicích Ebro/Roquetes (HSS) a Athény (CME) jsou znázorněny na obr. 8.8 a obr. 8.9.



Obrázek 8.8: Kritické frekvence foF_2 a výšky vrstvy F2, Roquetes/Ebro (HSS, 8. 10. 2005).

Jak CME, tak HSS byly následované výraznou změnou ve výškách $h'F$ (zdvih noční vrstvy a výrazné oscilace). U kritických frekvencí je možné pozorovat snížení nočních hodnot foF_2 po dvě následující noci a u stanice Athény došlo v případě HSS ke krátkodobému nárůstu poledních hodnot foF_2 v iniciační fázi změny IMF (týká se pouze jednoho ionogramu, ale zvýšení foF_2 je velmi pravděpodobně způsobené HSS). Ostatní stanice vykazují podobné nebo o něco méně výrazné odezvy. HSS (7. 10. 2005) a dříve analyzovaná událost č. 2, HSS (9. 3. 2004), mají srovnatelnou velikost IMF z hlediska \mathbf{B} a B_z i podobnou minimální hodnotu Dst , ale ionosférická odezva na HSS z roku 2004 je mnohem výraznější (silný pokles denních i nočních hodnot, výraznější oscilace $h'F$). V nočních hodinách



Obrázek 8.9: Kritické frekvence foF2 a výšky vrstvy F2, Athény (CME, 31. 10. 2005).

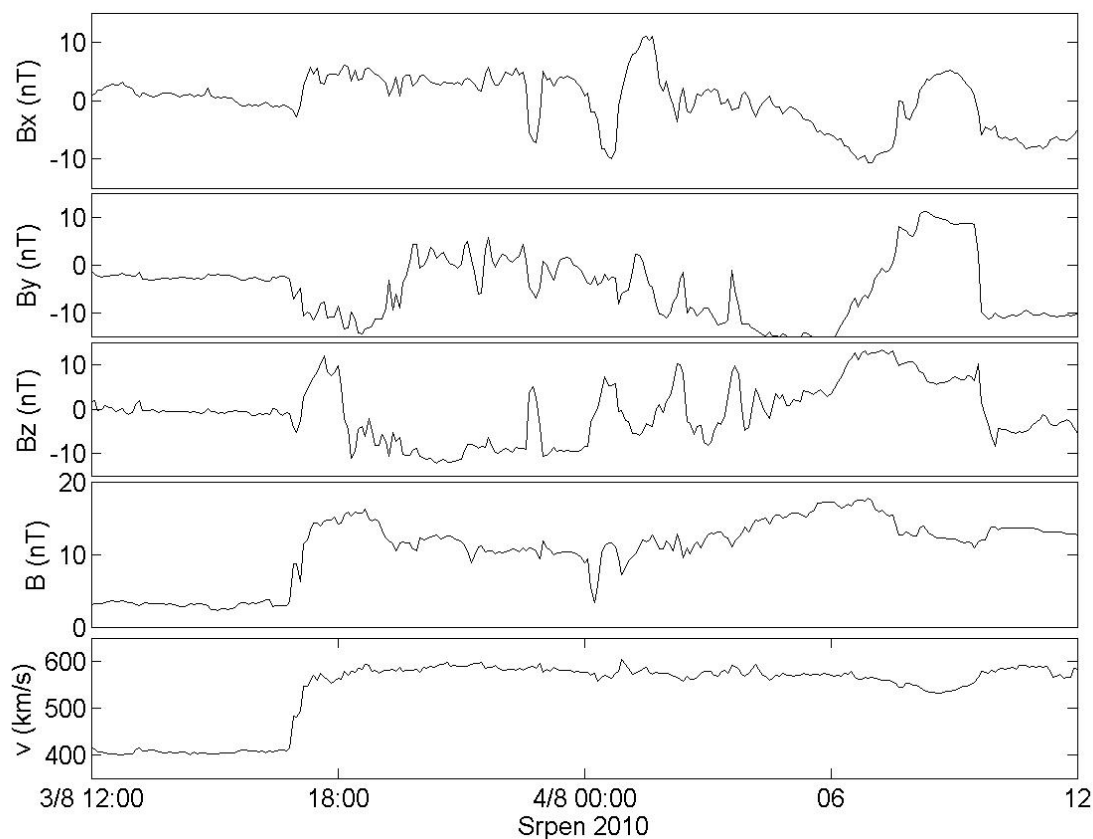
došlo v následujících dvou nocích po HSS ke zvýšení $h'F$ o cca 40 km. Bylo také pozorováno zvýšení vlnové aktivity pravděpodobně související s průchodem TID. Změna hodnot foF2 po CME (31. 10. 2005) je oproti situaci HSS méně výrazná jak pro denní, tak pro noční hodiny.

8.3 MC 2010 a 2012

Parametry slunečního větru pro MC (3. 8. 2010) a MC (30. 9. 2012) jsou na obr. 8.10 a 8.11.

Ionosférická odezva na MC (3. 8. 2010) zobrazená pomocí kritických frekvencí foF2 a výšek maxima elektronové koncentrace ve vrstvě F2 je zobrazena na obr. 8.12. Dochází k poklesu výšek maxima elektronové koncentrace hmF2 v nočních hodinách a ke zvýšení oscilací po dva dny následující po události. Kritické frekvence foF2 jsou mírně sniženy v denních hodinách a dochází k výraznějšímu poklesu v nočních hodinách o cca 1 MHz oproti neporušenému stavu. Toto snížení elektronové koncentrace se třetí den vrací k původním hodnotám. Parametry foF2 a hmF2 na všech třech stanicích mají podobný průběh, nejvyšší odezva z hlediska výšek hmF2 se ukazuje na stanici Průhonice.

Ionosférická odezva na MC (30. 9. 2012) byla analyzována pomocí kritické frekvence foF2 (obr. 8.14 a virtuální výšky $h'F$ a výšky maxima elektronové koncentrace hmF2 (obr. 8.15). Geomagnetická situace byla středně až silně porušena. K první změně IMF dochází 30.9. 2012 v čase 9:30 UT, k další prudké změně pak v čase 21:30 (obr. 8.11). Výrazná ionosférická odezva následuje s odstupem cca 3 hodina změna z hlediska foF2 a výšek vrstvy F2 je demonstrována na obr. 8.14 a obr. 8.15. Trojice ionogramů (obr. 8.13) ukazuje změnu na ionogramech v hodinových intervalech (měření probíhalo každých 15 minut). V čase 01:00 je vidět neporušená situace, v čase 02:00 dochází k první ionosférické odezvě. Zřetelný je



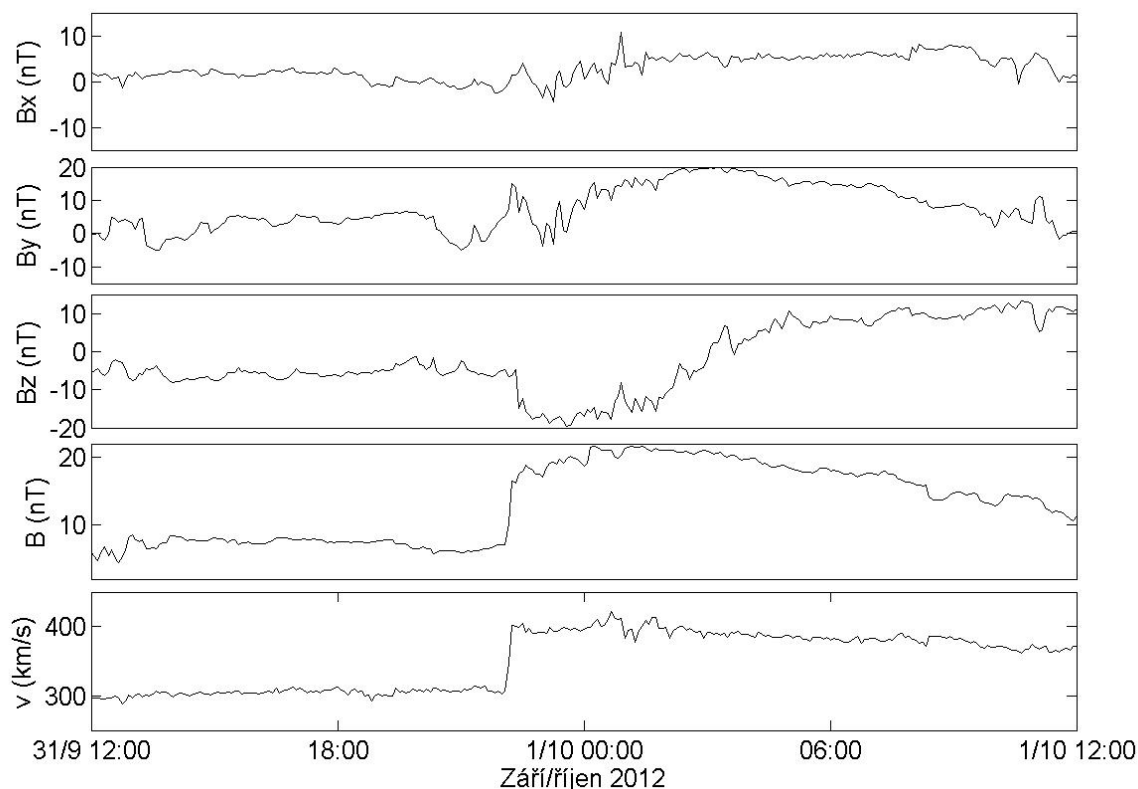
Obrázek 8.10: Parametry slunečního větru pro událost MC (3. 8. 2010).

efekt tzv. spreadu způsobeného pravděpodobně změnou tvaru ionosférických vrstev. O hodinu později, v čase 03:00, je možné vidět ionogram s plně rozvinutým projevem porušeného stavu ionosféry. Kritická frekvence foF2 poklesla o cca 1 MHz a dochází ke zřetelnému zdvihy vrstvy F2.

8.4 Shrnutí ionosférické odezvy na sluneční události

Události 1–3 zahrnují HSS a dva magnetické oblaky. Jak HSS (9. 3. 2004), tak MC (7. 11. 2004) byly následované relativně silnou geomagnetickou odezvou i změnami v ionosférických parametrech: poklesem kritické frekvence foF2, zdvihem vrstvy F2 a poklesem plasmové frekvence ve výškovém profilu oproti předchozí geomagneticky neporušené situaci. V případě MC (7. 11. 2004) došlo k návratu do předchozího stavu po třech dnech od události, událost HSS (9. 3. 2004) byla následována další poruchou meziplanetárního magnetického pole a další ionosférickou odezvou srovnatelné velikosti, proto není možné určit přesnou dobu návratu do původního stavu. Z průběhu foF2 se dá ovšem odhadnout, že tato doba by nepřesáhla dva dny. U všech tří událostí byly zpozorovány oscilace v parametru h'F2.

Změna v ionosférických parametrech foF2 a h'F2 následovaná po HSS (7. 10. 2005) a CME (31. 10. 2005) byla pozorovatelná, ale poměrně málo výrazná. Pro-



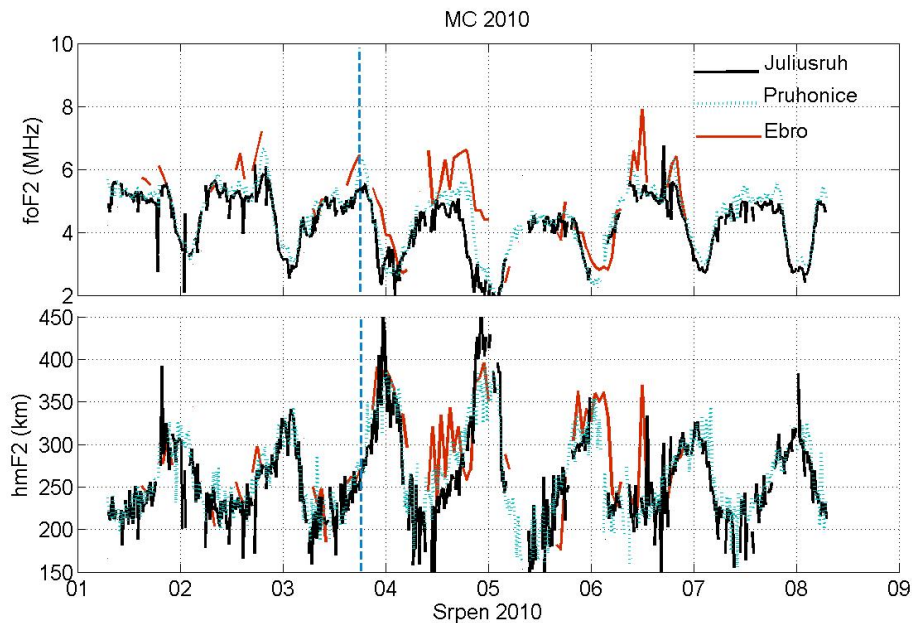
Obrázek 8.11: Parametry slunečního větru pro událost MC (30. 9. 2012).

jevovala se zejména ve změně výšek $h'F$ (oscilace a zvýšení vrstev) a v poklesu nočních hodnot foF2 po několik následujících nocí od vstupu IMF do magnetosféry. Srovnání ionosférické odezvy na šesti stanicích po dvou slunečních událostí se srovnatelnými hodnotami B a B_z z časově blízkého období říjen 2005 (události 4–5, v obou případech záporná složka B_z): V obou případech byla detekována relativně nízká odezva v denních hodnotách foF2, u nočních kritických frekvencí byl zaznamenán pokles oproti klidovému stavu před vstupem porušeného magnetického pole do blízkosti Země.

Oba magnetické oblaky, MC (3. 8. 2010) i MC (30. 9. 2012) silně ovlivnily stav ionosféry po dobu cca tří dnů. Menší efekt byl pozorován pro první případ MC. Došlo ke snížení kritických frekvencí na třech stanicích zejména v nočních hodinách a došlo k výraznému zdvihu a oscilacím ve výškách elektronového maxima. Silná ionosférická odezva byla pozorována jako následek MC (30. 9. 2012). Pokles denních hodnot foF2 o cca 4 MHz je velmi výrazný. Denní hodnoty foF2 se vrátily k předchozímu stavu následující den po poklesu. Noční hodnoty hodnoty foF2 byly sniženy o více než 2 MHz (asi o 50 procent) oproti stavu před interakcí s MC. Návrat k původním hodnotám trval cca tři dny.

Podle práce Tascioni [1994] je možné vysvětlit pokles elektronové koncentrace i) změnou v intenzitě slunečního toku a ii) změnou chemického složení a tím i změnou ionizačních a zejména rekombinačních procesů v důsledku změn v ionizačních a rekombinačních rychlostních konstantách.

i) Intenzita slunečního toku je zásadní pro ionizační procesy, ale je velmi nepravděpodobné, že by její změna vedla k tak rychlým a prudkým změnám (navíc

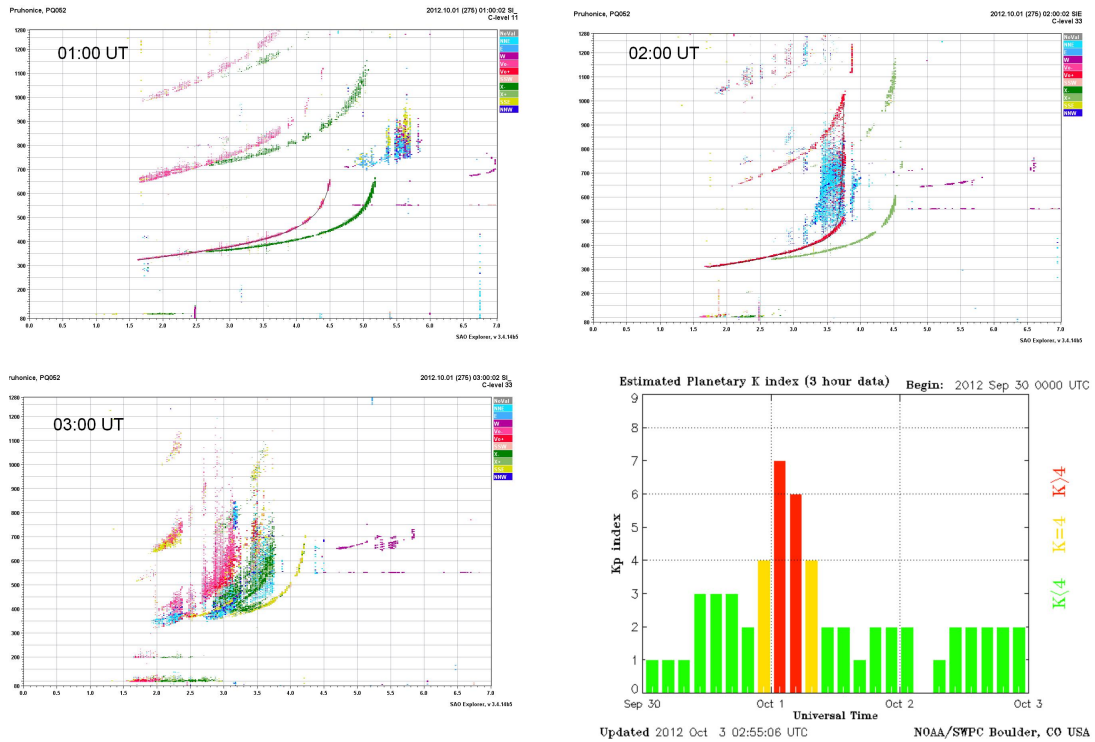


Obrázek 8.12: Průběh kritických frekvencí foF2 a výšek maxima elektronové koncentrace na stanicích Juliusruh, Ebro a Průhonice (MC 3. 8. 2010).

ke snížení) foF2 o desítky procent (často více než padesát procent) v maximu ionosférické odezvy. Jako mnohem důležitější je velmi pravděpodobně přínos molekul N_2 z nižších částí ionosféry do oblasti F2. Molekuly N_2 působí jako agent pro přenos náboje, a proto i jejich malá změna koncentrace hraje velmi zásadní úlohu ve změně rychlosti rekombinace. K přínosu dochází v důsledku změn v proudění neutrálního větru během zvýšené geomagnetické aktivity. Toto vysvětlení je nabízeno i např. v další literatuře [Prölls, 1995]. Změna tvaru odrazu od jednotlivých vrstev na ionogramech i waveletová analýza jsou dokladem průchodu atmosférických vln, pravděpodobně v gravitační doméně [Šauli et al., 2006]).

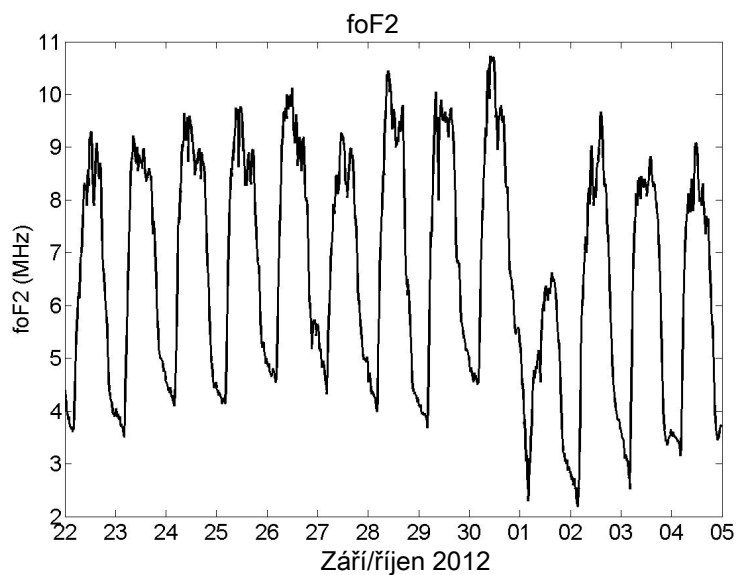
Porovnání mezi MC (11. 2. 2004) a HSS (7. 10. 2005), které mají srovnatelnou rychlost v a složku magnetického pole B_z , ukazuje, že geomagnetická odpověď (Dst i K_p) je výraznější pro MC (11. 2. 2004), ionosférická odezva je pak srovnatelná.

- Ionosférická odezva není vždy úměrná indexu Dst ; např. MC (11. 2. 2004) vs. MC (3. 8. 2010) i přes silnější odezvu pomocí Dst u události MC (11. 2. 2004), je výraznější ionosférická odezva pro MC (3. 8. 2010). Geomagnetická aktivita pomocí K_p je pak srovnatelná.
- Potvrzuje se, že změna stavu ionosféry je do velké míry závislá na velikosti B_z a délce trvání z -negativní složky IMF. To je možné pozorovat u událostí HSS (9. 3. 2004) a HSS (7. 10. 2005), kdy B_z je v obou případech srovnatelné, ale délka trvání negativního B_z je 16 hodin vs. 4 hodiny (a tomu odpovídá i výraznější ionosférická odezva).

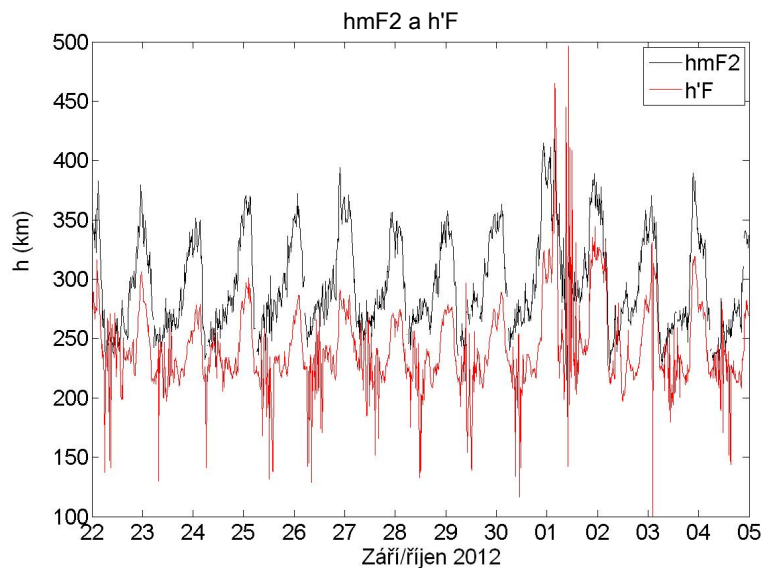


Obrázek 8.13: Vývoj ionosférické poruchy v průběhu události MC (30. 9. 2012). V čase 01:00 je ukázán neporušený ionogram (levý horní panel). V čase 02:00 dochází k prvním projevu v ionosféře. V čase 03:00 je zřetelná plně rozvinutá bouře. Průběh geomagnetické situace je znázorněn na pravém spodním panelu (silně porušená geomagnetická situace).

- Ionosférická odezva na popisované sluneční události se projevuje ve změně kritických frekvencí, výšek a na vypočítaných profilech elektronové koncentrace. Některé profily jsou vzhledem k velkému vstupu energie do ionosféry a tím narušení měření nedostupné. Zvýšená ionosférická aktivita je rovněž detekována pomocí waveletové analýzy na periodách 0,5 h až cca 20 hodin, což odpovídá doméně gravitačních a přílivových vln.
- Prakticky všechny analyzované události vyvolaly pokles elektronové koncentrace v maximu (pokles foF2). Jen výjimečně došlo k pozitivní fázi bouře.



Obrázek 8.14: Průběh kritických frekvencí foF2 (nahore) v průběhu události MC (30. 9. 2012). Pokles kritické frekvence je výrazný v nočních i denních hodinách a trvá cca 4 dny po události.



Obrázek 8.15: Průběh virtuální výšky vrstvy F h'F a výšky maxima hmF2 v průběhu události magnetický oblak (30. 9. 2012). Je zřetelný zdvih zejména v nočních hodinách.

9. Scaling analýza ionosférických, slunečních a geomagnetických dat

9.1 Analýza h pro dlouhodobé časové řady F10.7, Dst, Kp, Σ Kp a foF2

Práce [Mošna a Koucká Knížová, 2011, A6] se věnuje popisu struktur ionosférických, geomagnetických a slunečních dat (foF2, AE, Kp, Σ Kp, Dst, F10.7) s cílem najít periody, na kterých může docházet k vzájemné přímé vazbě reprezentované podobnou strukturou na zvolených periodách. Pro výpočet scaling funkce $\zeta(q)$ byly použity kritické frekvence foF2 ze šesti ionosférických stanic Řím, Průhonice, Juliusruh, Uppsala, Moskva a Sodankylä, dále hodnoty slunečního toku F10.7 a geomagnetické indexy AE, Kp, Σ Kp a Dst. Analýza zahrnuje období 1965–2004 a data mají jednodenní rozlišení, pouze index Kp má tříhodinové rozlišení. Jediná výjimka v délce sledovaného období je řada AE, která je ukončena v polovině roku 1988 kvůli dvěma dlouhým přerušením měření v řádu let. Délka ostatních dat pokrývá téměř čtyři sluneční cykly č. 20 až 23.

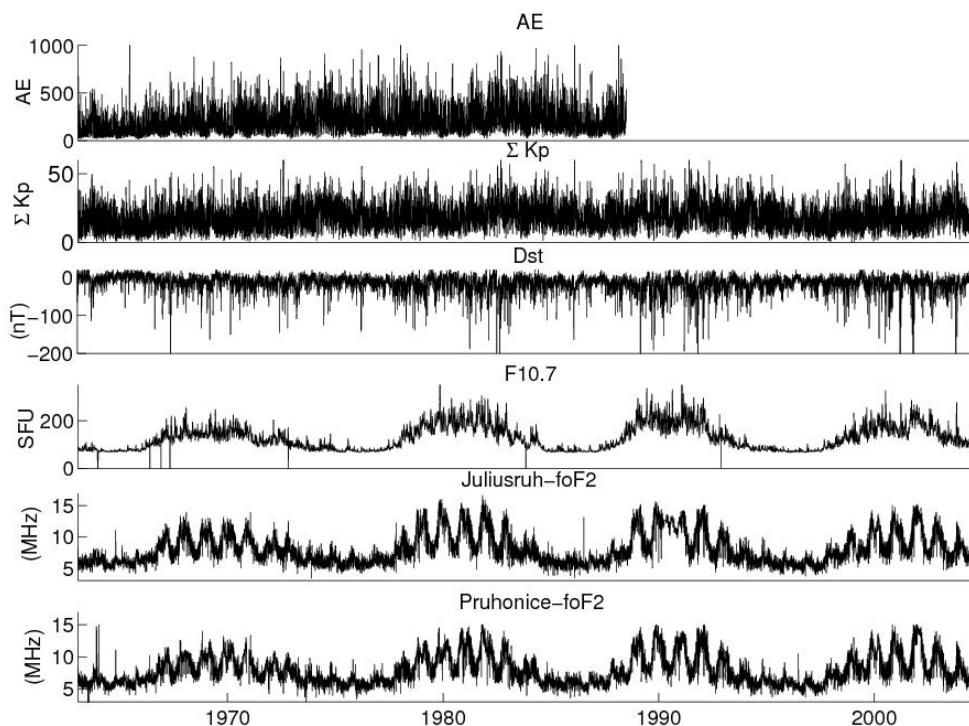
V roce 2004 došlo k výměně přístroje na stanici Průhonice a kvůli homogenitě dat jsme omezili časovou řadu do roku 2004. Pro výpočet jediné denní hodnoty kritické frekvence byl použit medián z pěti měření okolo lokálního poledne. Všechny hodnoty na uvedených stanicích byly ručně zkontrolovány. Pro výpočty byl použit software Dr. P. Abryho (<http://perso.ens-lyon.fr/patrice.abry/software.html>).

Obr. 9.1 ukazuje průběhy Σ Kp, Dst, F10.7 a foF2 ze stanic Juliusruh a Průhonice. Jedenáctiletá a roční periodicitu je na tomto obrázku viditelná pro ionosférická data i index F10.7, zřetelná je i pro řadu Dst, pro index AE není příliš zřejmá. Výkonová spektra kritických frekvencí foF2 a indexu F10.7 jsou uvedena na obr. 3.1 a 3.2. Podobně jako u stanice Průhonice, spektra i z dalších stanic mají dominantní periody o velikosti 27 dní (všechny studované časové řady) a 31 dní (všechny stanice s výjimkou stanice Uppsala a geomagnetické indexy AE, Kp a Dst). Perioda o délce 27 dní souvisí s délkou zdánlivé rotace Slunce. Délka periody 31 dní není v literatuře často zmíněna, ale pravděpodobně se dá interpretovat jako modulace 27 denní periody a vzhledem k její existenci v geomagnetických datech souvisí s spíše s geomagnetickou aktivitou než s vlivem neutrální atmosféry.

Pro analyzované kritické frekvence foF2, geomagnetické indexy a F10.7 platí, že na škálách period 4 dny (vzorkovací perioda) až 32 dní je analyzovaná časová řada scale invariantní podle rov. 3.3. První významná perioda se objevuje na intervalu 27–31 dní. Rozmezí scale invariance je například pro foF2 některých stanic širší, ale zvolené rozmezí period zaručuje scale invarianci z hlediska rovnice 3.3 i z hlediska lineárního chování strukturních funkcí (rov. 3.10) pro všechny analyzované časové řady.

V této oblasti se strukturní funkce $S_n(q, a)$ dá lineárně interpolovat a dá se odvodit směrnice této funkce pro výpočet $\zeta(q)$ pro jednotlivé hodnoty q , viz obr. 9.2).

Jednotlivé hodnoty $\langle h \rangle$ foF2 a geomagnetických a slunečních indexů jsou uve-



Obrázek 9.1: Průběh ΣKp , Dst, F10.7 a kritických frekvencí foF2 ze stanic Juliusruh a Průhonice.

deny v tab. 9.1.

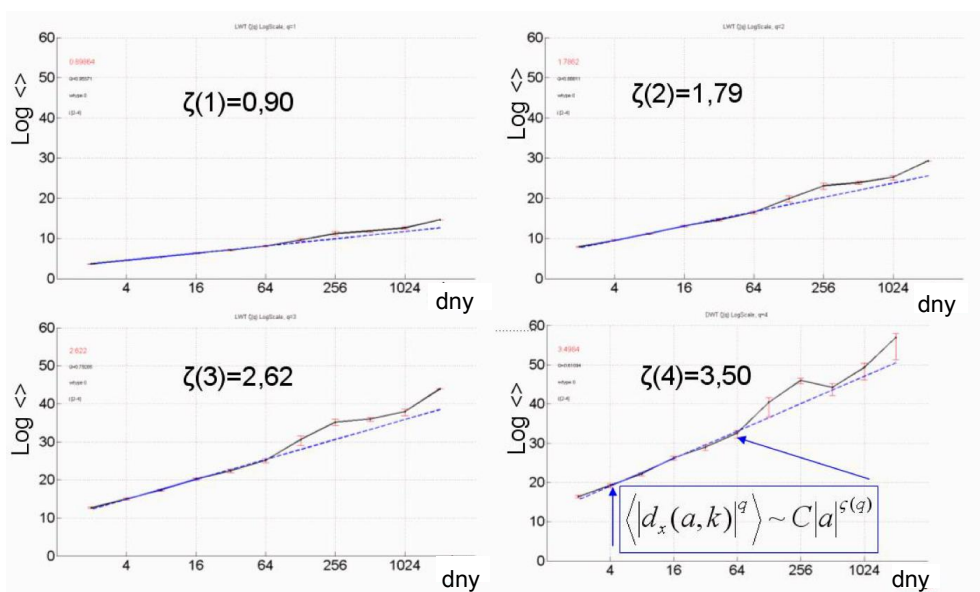
Tabulka 9.1: Parametr $\langle h \rangle$ pro foF2 a sluneční a geomagnetické indexy.

Stanice	Řím	Průhonice	Juliusruh	Moskva	Uppsala	Sodankylä
geom. š.	41,9	50,0	54,6	55,4	59,9	64
$\langle h \rangle$	0,79	0,80	0,86	0,87	0,86	0,89
Index	AE	Kp	ΣKp	Dst	F10.7	
$\langle h \rangle$	0,77	0,69	0,79	1,02	1,71	

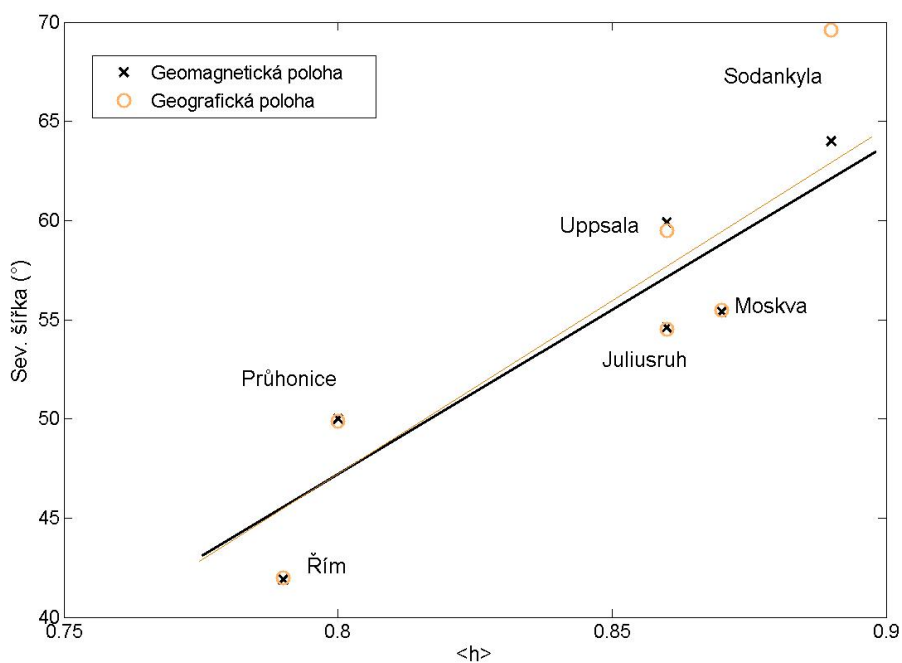
Distribuční spektra h pro všechna analyzovaná data jsou uvedena v Příloze C. Tvar $D(h)$ jednotlivých řad ukazuje, že se chování časové řady foF2 ze stanice Řím jeví více monofraktální než chování řad z ostatních stanic i geomagnetických a slunečních indexů. Parametr foF2 ze stanice Řím je možné označit za monofraktální a všechny ostatní řady je možné klasifikovat jako multifraktální.

Při vykreslení závislosti $\langle h \rangle$ parametru foF2 na geografické/geomagnetické šířce měřící stanice je vidět přibližně lineární závislost $\langle h \rangle$ ionosférických dat na geomagnetické/geografické poloze stanice (obr. 9.3).

Hodnota $\langle h \rangle$ se pohybuje v rozmezí 0,79 pro nejnižněji položenou stanicí (Řím) a 0,88 pro nejsevernější stanicí (Sodankylä). Vzhledem k tomu, že parametr $\langle h \rangle$ popisuje pravidelnost hladkosti časové řady, pak z této závislosti vyplývá vyšší pravidelnost chování ionosféry na analyzovaných periodách (4–32 dní) se stoupající geomagnetickou/geografickou šířkou. To je na první pohled překvapivý výsledek, protože severněji položené stanice (Juliusruh, Uppsala, Sodankylä) podléhají většímu vlivu aurální oblasti, která je více ovlivňována sluneční nepravidelnou



Obrázek 9.2: Strukturální funkce pro foF2 ze stanice Sodankylä. Na horizontální ose je škála a , na vertikální ose je strukturální funkce $S_n(q, a)$. Jednotlivé strukturální funkce pro různý moment q poskytují hodnoty $\zeta(q)$ v daném rozmezí (a_j, t_j) (rov. 3.10). Oblast scale invariance zde existuje pro periody 2–32 dnů.



Obrázek 9.3: Vztah mezi parametrem $\langle h \rangle$ vypočítaným z kritické frekvence foF2 (vodorovná osa) a polohou stanic (svislá osa).

aktivitou a řady foF2 ze zmíněných stanic by tedy měly být podle tohoto předpokladu méně pravidelné. Z našeho výsledku je možné usuzovat, že minimální perioda 4 dnů je již mimo krátkodobé ionosférické oscilace, ke kterým v aurorální oblasti vlivem interakce magnetosféry/polární ionosféry dochází.

Zajímavým výsledkem je i blízkost hodnot $\langle h \rangle$ z foF2 z jednotlivých ionosférických stanic. Je možné jej interpretovat jako výsledek působení globálního faktoru, který ovlivňuje chování ionosféry nad všemi analyzovanými stanicemi.

Blízkost $\langle h \rangle$ pro foF2, ΣKp a AE indikuje (a potvrzuje) velmi těsnou vazbu mezi geomagnetickou aktivitou středních a vysokých šířek na zkoumaných periodách. Vyšší hodnota $\langle h \rangle$ u ΣKp než u Kp znamená vyšší hladkost časové řady. Bližší hodnoty $\langle h \rangle$ pro foF2 a ΣKp než pro foF2 a Kp naznačují vyšší vliv délky poruchy na ionosférickou situaci než okamžitá (tříhodinová) hodnota Kp, ale je možné, že jde pouze o efekt vyhlazení řady ΣKp , což vede ke zvýšení hodnoty $\langle h \rangle$.

Rozdílné hodnoty parametru $\langle h \rangle$ pro ionosférické stanice, Dst a zejména $\langle h \rangle$ indexu F10.7 naznačují např. nevhodnost popisu stavu ionosféry pouze pomocí těchto indexů na daných periodách. Pro předpověď stavu ionosféry (např. pro telekomunikační účely) se stále vychází z předpokladu, že index F10.7 je dostatečný k popisu chování foF2 [Mikhailov et al., 1996; Zolesi a Cander, 2014]. Přes vysokou korelaci řady foF2 a F10.7 na dlouhých škálách se ukazuje, že není možné jednu řadu aproximovat pomocí druhé. Použití indexu F10.7 jako proxy pro doplnění chybějících ionosférických dat není vhodné navzdory zaběhnuté praxi doplňování ionosférických dat. Stejně tak není vhodné použít lineární vztah pro výpočet foF2 z indexů F10.7 a Dst.

9.2 Vzájemná korelace ionosférické, geomagnetické a sluneční aktivity s použitím scaling analýzy

Práce Roux et al. [2012, A7] se zabývá analýzou trendů a fluktuací v datech z 11 ionosférických stanic a v datech popisujících geomagnetickou a sluneční aktivitu v období let 1971 až 1998, tedy společnou analýzou vybraných indexů ionosférické, geomagnetické a sluneční aktivity v rozmezí více než dvou slunečních cyklů pomocí rozdělení dat na dlouhodobé a krátkodobé složky signálu. Článek kvantitativně popisuje systém sluneční aktivita–geomagnetická aktivita–ionosféra, a hledá souvislost mezi velikostí korelace a délkou period. Vzorkování dat je jeden den, a proto se zde popis chování omezuje na periody delší než dva dny. Tato analýza byla provedena pomocí software vytvořeného Dr. S. Rouxem (<http://perso.ens-lyon.fr/stephane.roux>).

Rozdělení studovaných signálů na dlouhodobou a krátkodobou složku přináší informaci o změně korelací na krátkodobých a dlouhodobých periodách. V prvním kroku byl proveden výpočet dlouhoperiodické složky signálu $X(t)$ pomocí filtru s dolní propustí pod 1/64 dní (low pass filtr). Tato část signálu je označena jako trend $X_a(t)$. Zbývá krátkoperiodická složka je nazvaná jako fluktuace a je vypočítána jako $X_d(t) = X(t) - X_a(t)$. Tento výpočet byl proveden pro SSN, F10.7, geomagnetické indexy Dst, AE, Kp, a pro všech 11 řad foF2. Rozdělení signálu na dlouhodobou a krátkodobou složku je následované výpočtem vzájemných ko-

relačních koeficientů R pro všechny páry z indexů SSN, F10.7, Dst, AE, Kp a průměrné hodnoty ze všech stanic foF2 (tab. 9.2).

Tabulka 9.2: Korelační koeficienty R pro foF2 a indexy sluneční a geomagnetické aktivity.

	SSN	F10.7	Dst	AE	Kp	foF2
SSN		0.84 0.94	-0.08 -0.22	-0.07 -0.45	0.03 0.19	0.43 0.56
F10.7	0.68		-0.14 -0.28	0.03 0.12	0.04 0.11	0.51 0.64
Dst	0.00	-0.05		-0.19 -0.06	-0.66 -0.71	0.06 -0.31
AE	0.05	0.01	-0.22		0.20 0.20	-0.06 -0.16
Kp	0.00	0.00	-0.66	0.19		-0.18 0.03
foF2	0.14	0.19	0.35	0.02	-0.33	

Pravá horní část tabulky: původní data a trendy (tučně). Levá spodní část: fluktuační. Pro ionosférická data byl koeficient $\hat{\rho}$ počítán z průměru pro všech 11 stanic [Roux et al., 2012, A7].

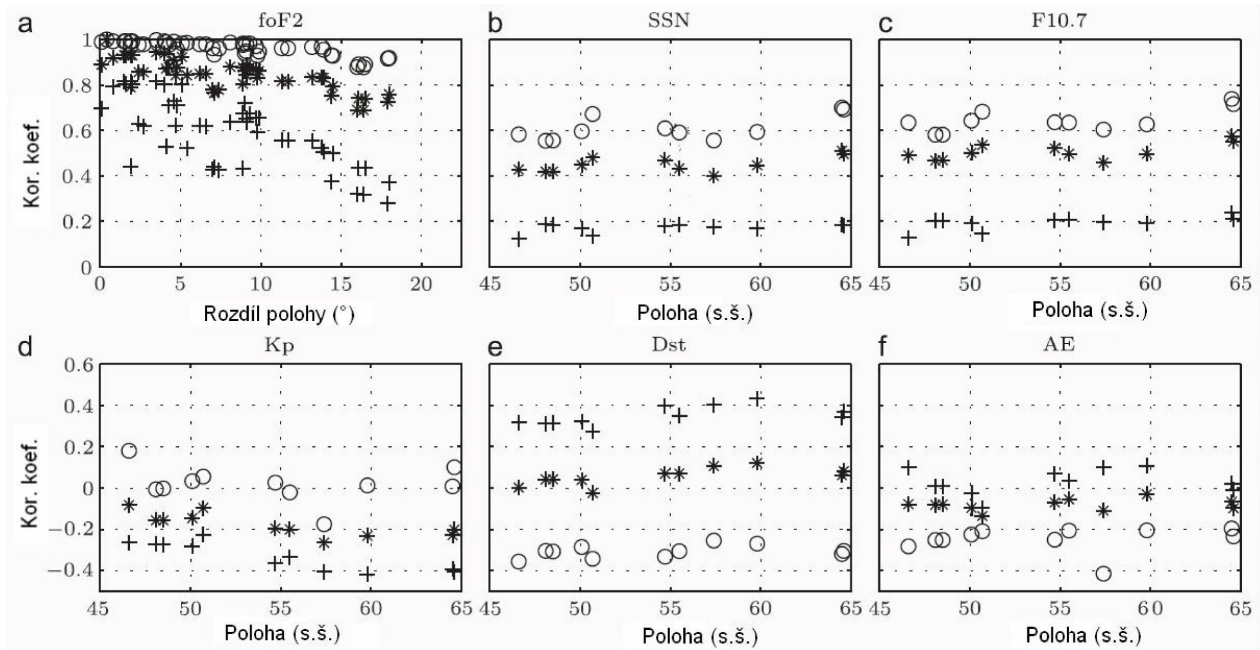
9.2.1 Korelace foF2 z jednotlivých ionosférických stanic

Obr. 9.4, panel a, zobrazuje závislost korelačních koeficientů na rozdílu severních šířek stanic. Pro rozdíl polohy 0° – 10° je korelace mezi jednotlivými stanicemi stabilní a vysoká, nad 10° korelační koeficient rychle klesá (to je vidět zejména u fluktuačních, ale tento pokles je zřetelný i pro trendy a původní data). Stabilní hodnota korelačního koeficientu mezi 0° a 10° ukazuje na pravděpodobný vliv neutrální atmosféry daný pohybem planetárních a gravitačních vln, které mají původ např. v pohybu meteorologických útvarů (troposférické fronty).

Další panely na obr. 9.4 vyznačují závislost korelačního koeficientu mezi trendy, fluktuačními a původními daty foF2 a slunečními a geomagnetickými indexy na geografické (šířkové) poloze stanice.

9.2.2 Korelace foF2 a slunečních indexů

Panel b (foF2 vs. SSN) a panel c (foF2 vs. F10.7) na obr. 9.4 přinášejí velmi blízké výsledky. Korelační koeficient pro původní data je velmi málo závislý na poloze stanice a pohybuje se v rozmezí $0,4 \leq R \leq 0,5$, se zřetelnými maximy korelací v oblasti středních šířek (50° – 55° .s.š.). Korelace trendů vykazuje maximum pro dvě stanice severních šířek (Archangelsk a Lycksele, cca 65° .s.š.), kde $R=0,75$. Korelace pro fluktuační je poměrně nízká, s hodnotou R v intervalu $(0,15;0,20)$ pro všechny studované stanice. Relativně vysoké hodnoty korelačního koeficientu pro trendy i původní data nejsou překvapivé vzhledem ke známé vazbě stavu ionosféry na sezónní jevy a fázi slunečního cyklu, ale je zřejmé, že korelace mezi



Obrázek 9.4: Korelační koeficienty pro rozdíly mezi foF2 z jednotlivých stanic v závislosti na rozdílu polohy (panel a) a pro páry foF2 vs. sluneční a geomagnetické indexy v závislosti na poloze stanice. Symbolem * jsou označena původní data, o jsou trendy, + značí fluktuace, limitní hodnota je 64 dnů.

dlohoperiodickými složkami foF2 a sluneční aktivity je znatelně vyšší než pro původní data.

9.2.3 Korelace foF2 a geomagnetických indexů

Geografická závislost pro korelační koeficient mezi foF2 a Kp je zobrazena na obr. 9.4, panel d. Absolutní hodnota korelačních koeficientů je pro původní signál i trendy velmi nízká. Korelační koeficienty pro fluktuace jsou v rozmezí $R \approx (-0,3; -0,4)$ s nevelkou, ale zřetelnou šířkovou závislostí (snižování hodnoty R směrem k severu).

Velmi výrazný efekt rozdělení signálu na trend a fluktuace se projevuje u korelací foF2 vs. Dst. Nulová korelace pro původní data se „rozdělila“ na hodnoty $R \approx (0,35; 0,4)$ pro fluktuace a $R \approx (-0,4; -0,3)$ pro trendy. Pozitivní korelace u krátkodobých fluktuací je pozorovatelná pro všechny stanice a naznačuje kvantitativní převahu negativních bouří (pokles foF2 koreluje se snížením Dst). Tento výsledek podporuje pozorování z kapitoly 8, ve které byla většina událostí identifikována jako negativní bouře (přestože např. [Burešová, 2007] uvádí významný podíl pozitivních fází bouří z hlediska odezvy foF2 na změnu Dst) a podporuje statistickou převahu negativních bouří, která je popsána v práci [Prölss, 1995].

Vztah foF2 a AE je zobrazen na obr. 9.4, panel f a zobrazuje relativně nízké absolutní hodnoty R pro původní signál ($-0,1 \leq R \leq 0$), trendy ($-0,4 \leq R \leq -0,2$) a fluktuace ($-0,05 \leq R \leq -0,15$). Absolutní hodnota korelačního koeficientu pro fluktuace je i) velmi překvapivě nízká, ii) prakticky nezávislá na poloze stanice, ačkoliv by se dal předpokládat růst korelačního koeficientu směrem k polárním oblastem,

jejíž chování index AE reprezentuje. Je tedy možné konstatovat, že pro popis ionosféry na periodách delších než jeden den není index AE prakticky významný, a to ani pro tak severně položené stanice, jako je Lycksele a Archangelsk.

9.3 Shrnutí scaling analýzy

- Byla nalezena škálová nezávislost foF2, geomagnetických indexů a F10.7 na periodách 2–32 dnů.
- Existuje přibližně lineární vztah mezi severní geografickou/geomagnetickou šířkou stanice a hladkostí časových řad reprezentované parametrem $\langle h \rangle$ na periodách 4–32 dnů. Severněji položené stanice vykazují pravidelnější chování. Parametry $\langle h \rangle$ jednotlivých časových řad foF2 z rozdílných ionosférických stanic jsou si navzájem velmi blízké. To je možné interpretovat tím, že ionosférické procesy ve vrstvě F2 jsou na těchto škálách do velké míry řízené jednotným mechanismem.
- Parametry $\langle h \rangle$ pro foF2 a geomagnetické indexy Kp a AE jsou pro periody 4–32 velmi blízké (0,69 pro Kp, 0,77 pro AE, 0,79 pro ΣKp a 0,79–0,88 pro jednotlivé řady foF2). To naznačuje blízkou vazbu geomagnetické aktivity vyšších a středních šířek na stav ionosféry. Naopak indexy Dst ($\langle h \rangle=1,02$) a F10.7 ($\langle h \rangle=1,71$) se od foF2 odlišují a naznačují malý vliv geomagnetické aktivity nízkých šířek a sluneční aktivity na oblast vrstvy F2 ve studovaném rozmezí period.
- Řada foF2 ze stanice Řím byla klasifikována jako monofraktální. Ostatní řady foF2, geomagnetické a sluneční indexy jsou výrazně multifraktální [Mošna a Koucká Knížová, 2011, A6].
- Byla detekována charakteristická dimenze 10° . Pod tuto hodnotu jsou korelační koeficienty trendů i fluktuací velmi vysoké a řada foF2 vykazuje kvazikolektivní chování. Vysoká korelace kritické frekvence foF2 do vzdáleností 10° je pravděpodobně výsledkem vlivu vln v neutrální atmosféře, jejichž vlnová délka odpovídá tomuto rozměru. Tomuto rozměru odpovídá např. horizontální vlnová délka gravitačních vln.
- Z pozitivní korelace Dst a foF2 a naopak negativní korelace Kp a foF2 na kratších škálách (do 64 dní) vyplývá statistická převaha negativních bouří na středních a vyšších geomagnetických šířkách [Roux et al., 2012, A7].

Výsledky v této kapitole jsou vypracovány s použitím software poskytnutého Dr. P. Abrym a Dr. S. Rouxem, <http://perso.ens-lyon.fr/patrice.abry/software.html> a <http://perso.ens-lyon.fr/stephane.roux/>. Za jejich pomoc s analýzou jim ještě jednou děkuji.

Závěr

Studovali jsme variabilitu ionosféry pomocí parametrů kritických frekvencí a výšek vrstev a ionosférickou vazbu na sluneční a geomagnetickou aktivitu a na stav neutrální atmosféry. Vědecké výsledky práce jsou uvedeny v Přílohách A1–A9. Z nejvýznamnějších uvádíme následující:

Krátkodobé variace ionosféry

Studovali jsme vliv neutrálních atmosférických vln šířících se ze stratosféry do oblasti sporadické vrstvy Es. Kromě jednodenní periody jsme detekovali společné oscilace na periodách odpovídajících planetárním vlnám. Vliv planetárních vln na tvorbu sporadické vrstvy je výrazný. Jako nové výsledky uvádíme:

- Vertikální vazba mezi neutrální vlnovou aktivitou a oblastí Es vrstvy probíhá zejména na periodách odpovídajících vlastním módům planetárních vln. Planetární vlny jsou významným faktorem ovlivňujícím chování a tvorbu sporadické vrstvy E [Mošna a Koucká Knížová, 2012, A8].
- Fázový posun mezi stratosférickou teplotou a ionosférickými daty je pro denní periody stabilní. Pro periody planetárních vln je fázový posun proměnlivý, což naznačuje nelineární vazbu mezi stratosférou a oblastí vrstvy Es [Mošna a Koucká Knížová, 2012, A8].

Extrémní sluneční události a jejich vliv na ionosféru

- Byly detekovány významné změny v ionosféře přímo související s poruchami IMF (HSS, CME, MC) zahrnující výrazné změny profilu elektronové koncentrace N_e [Šauli et al., 2007, A1] a výšek vrstvy F2 a změnu foF2. Tyto projevy byly ve středních šířkách prakticky vždy identifikovány jako negativní bouře [Mošna et al., 2009a, A2]. Rotace magnetického pole u událostí typu MC je pravděpodobně důležitým faktorem, který zesiluje ionosférickou odezvu na poruchu IMF [Mošna et al., 2009b, A3].
- V období geomagneticky porušené situace ($K_p > 6$) byl detekován průchod TID šířících se z aurorální oblasti směrem k jihu. Na stanici Průhonice byl efekt TID na profil elektronové koncentrace výraznější než na jižněji položené stanici Ebro [Šauli et al., 2007, A1].

Scaling analýza

Scaling analýza, která je použita pro analýzu vazby mezi sluneční, ionosférickou a geomagnetickou aktivitou, se ukázala jako vhodný nástroj pro popis interakce mezi studovanými systémy. Nejvýznamnějšími novými výsledky jsou:

- Existuje lineární závislost mezi geomagnetickou i geografickou severní šířkou stanice a strukturou („hladkostí“) řady kritických frekvencí foF2 [Mošna a Koucká Knížová, 2011, A6].
- Analýza kritických frekvencí foF2 z dlouhodobých dat měřených na ionosférických stanicích středních a vysokých šířek ukazuje blízkou vazbu foF2 a geomagnetických indexů Kp a AE na periodách 2–32 dnů z hlediska struktury analyzovaných dat. Vliv geomagnetické aktivity reprezentované pomocí Dst a sluneční aktivity reprezentované indexem F10.7 je na tomto rozmezí naopak málo výrazný [Mošna a Koucká Knížová, 2011, A6]. Z prací [Roux et al., 2012, A7] i [Mošna a Koucká Knížová, 2011, A6] vyplývá, že index Dst, který je rozšířeným nástrojem pro globální popis intenzity ionosférické poruchy i pro modelování stavu ionosféry, není pro použití na krátkodobých periodách v řádu dnů plně dostačující.
- Z hlediska korelací mezi kritickými frekvencemi z jednotlivých stanic je možné mluvit o charakteristické dimenzi s hodnotou 10° , na které nastává zlom v korelačním koeficientu. Pod tuto hodnotu jsou korelační koeficienty trendů i fluktuací velmi vysoké a řada foF2 vykazuje kvazikolektivní chování. Pod tuto hodnotu pak korelační koeficient výrazně klesá. Vysoká korelace kritické frekvence foF2 do vzdáleností 10° je pravděpodobně výsledkem vlivu vln v neutrální atmosféře, jejichž vlnová délka odpovídá tomuto rozměru (gravitační vlny).

Literatura

- Alfven, H., On frozen-in field lines and field-line reconnection. *Journal of Geophysical Research*, 1976.
- Abry, P., Veitch, D., Wavelet Analysis of Long Range Dependent Traffic. *IEE Transaction of Information Theory*, 44, 1, s. 2–15, 1998.
- Abry, P., Flandrin, P., Taqqu, M.S., Veitch, D., Wavelets for the analysis and estimation and synthesis of scaling data. *Self Similar Network Traffic Analysis and Performance Evaluation*, s. 39–88, 2000.
- Arras, S., Wickert, J., Heise, S., Schmidt, T., Mukhtarov, P., Pancheva, D., Jacobi, C., Characteristics of sporadic E layers derived from global GPS radio occultation measurements. 4th IAGA/ICMA/CAWSES-II TG4 Workshop, Prague, 2011.
- Bartels, J., Terrestrial-magnetic activity and its relations to solar phenomena. *Journal of Geophysical Research*, 37, I-52, 1932.
- Bartels, J., Twenty-seven day recurrences in terrestrial magnetic and solar activity, 1923–33. *Journal of Geophysical Research*, 39, s. 201–202. 1934.
- Baumjohan, W., Treumann, R.A., Basic Space Plasma Physics. *Imperial College Press*, 1997.
- Belehaki, A., Cander, L., Zolesi, B., Bremer, J., Juren, C., Stanislawski, I., Di-
aletis, D., Hatzopoulos, M., Ionospheric specification and forecasting based on observations from European ionosondes participating in DIAS project. *Acta Geophysica*, 55, 3, s. 398–409, 2007.
- Biermann, L., Kometenschweife und Solare Korpuskularstrahlung. *Zeitung der Astrophysik*, 29, 274, 1951.
- Biermann, L., Solar corpuscular radiation and the interplanetary gas. *Observatory*, 77, 109, 1957.
- Bisi, M., Interplanetary Scintillation Studies of the Large-Scale Structure of the Solar Wind, PhD thesis. *University of Wales*, 2006.
- Bonetti, A., Bridge, H.S., Lazarus, A.J., Rossi, B., Scherb, B. Explorer 10 plasma measurements, *Journal of Geophysical Research*, 68, s. 4017–4063, 1963.
- Breit, G., Tuve, M.A., A Test of the Existence of the Conducting Layer. *Physical Review*, 28, s. 554–575, 1926.
- Buosanto, M.J., Ionospheric storms—A review, *Space Science Review* 88, 563, 1999.
- Burešová, D., Laštovička, J., de Francheschi, G., Manifestation of Strong Geomagnetic Storms in the Ionosphere above Europe. *Space Weather, Springer*, s. 185–202, 2007.

- Burlaga, L. F., Sittler, E., Mariani, F., Schwenn, R., Magnetic loop behind an interplanetary shock: Voyager, Helios and IMP-8 observations. *Journal of Geophysical Research*, 86, s. 6673–6684, 1981.
- Burlaga, L.F., Klein, L.W. Fractal Structure of the Interplanetary Magnetic Field. *Journal of Geophysical Research*, 91, A1, s. 347–350, 1986.
- Cander, L.R., Mihaljovic, S.J., Ionospheric spatial and temporal variations during the 29–31 October 2003 storm. *Journal of Atmospheric and Solar Terrestrial Physics*, 67,12, s. 1118–1128, 2005.
- Chainais, P., Abry, P., Veitch, D., Multifractal analysis and alpha-stable processes: A methodological contribution. In *Proceedings of the International Conference on Acoustic, Speech and Signal Processing*, 2000.
- Chamberlain, J.W., Interplanetary gas, 2, Expansion of a model solar corona. *Astrophysics Journal*, 131, s. 47–56, 1960.
- Chapman, S., and Ferraro V.C.A., A new theory of magnetic storms. *Nature*, 126, s. 129–130, 1930.
- Chapman, S., The absorption and dissociative or ionizing effect of monochromatic radiation in an atmosphere on a rotating earth. *Proceedings of the Physical Society (London)*, 43, s. 26–45, 1931.
- Chapman, J.H., Warren, E.S., Topside Sounding of the Earths Ionosphere. *Space science Reviews*, 8, s. 846–865, 1968.
- Chen, F.F., Úvod do fyziky plazmatu, Academia, 1984.
- Clemesha, B.R., Sporadic neutral metal layers in the mesosphere and lower thermosphere, *Journal of Atmospheric and Solar Terrestrial Physics*, 57, 725–736, 1995.
- Consolini, G., Marcucci, M.F., Candidi, M., Multifractal structure and intermittence in the AE index time series. *Physical Review Letters*, 76, 4082–4085, 1996.
- Danilov, A.D., F2-Region Response to Geomagnetic Disturbances. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 63, s. 441–449, 2001.
- Daubechies, I., Ten Lectures on Wavelets. *CBMS-NSF Regional Conference Series in Applied Mathematics*, 1992.
- Davies, K., Ionospheric Radio *Peter Peregrinus Ltd., London*, 1990.
- Davis, A., Marshak, A., Wiscombe, W., Cahalan, R., Multifractal characterization of nonstationarity and intermittency in geophysical fields, observed, retrieved, or simulated. *Journal of Geophysical Research*, 99, s. 8055–8072, 1994.
- Davis, A., Marshak, A., Wiscombe, W., Wavelet-base multifractal analysis of nonstationary and/or intermittent geophysical signals. *Wavelets in Geophysics*, *Academic Press*, s. 249–298, 1994a.

- Davis, A., Marshak, A., Wiscombe, W., Cahalan, R., Scale Invariance of Liquid Water Distributions in Marine Stratocumulus. Part I: Spectral Properties and Stationarity Issues. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Vol. 53, no 11, s. 1538–1558, 1996.
- Feltens J., Jakowski N., Noll C., High-rate SolarMax IGS/GPS campaign "HIRAC/SolarMax". *CDDIS Bulletin*, 16(3), 2001.
- Fok, M.C, Kozyra, J.U., Nagy, A.F., Cravens, T.E., Lifetime of ring current particles due to Coulomb collisions in the plasmasphere. *Journal of Geophysical Research*, 96, s. 7861–7867, 1991.
- Folkestad, K., Hagfors, T., Westerlund, S., EISCAT: An updated description of technical characteristics and operational capabilities. *Radio Science*, 18, s. 867–879, 1983.
- Forbes, M.J., Tidal and Planetary waves. In: Johnson, R.M., Killeen, T.L. (Eds.). *The Upper Mesosphere and Lower Thermosphere. A Review of Experiment and Theory*, Geophysical Monograph, vol. 87, AGU, Washington, DC, s. 67–87, 1994.
- Forbes, M.J., Variability of the ionosphere. *Journal of Atmospheric and Solar Terrestrial–Physics*, 62, s. 685–693, 2000.
- Friedrich, M., Torkar, K.M., FIRI: A semiempirical model of the lower ionosphere *JGR*, 106, s. 21409–21418, 2012.
- Galkin, I. A., Khmyrov, G. M., Kozlov, A., Reinisch, B. W., Huang, X., Kitrosser, D. F., Ionosonde networking, databasing, and web serving. *Radio Science*, 41(5), 2006.
- Georgieva, K., Kirov, B., Gavrusseva, E., Geoeffectiveness of different solar drivers, and long-term variations of the correlation between sunspot and geomagnetic activity. *Physics and Chemistry of the Earth*, 31, s. 81–87, 2006.
- Georgieva, K., Kirov, B., Koucká Knížová, P., Mošna, Z., Kouba, D., Asenovska, Y., Solar influences on atmospheric circulation. *Journal of Atmospheric and Solar Terrestrial–Physics*, s. 15–25, 2012.
- Gleissberg, W., A table of secular variations of the solar cycle. *Terrestrial Magnetism and Atmospheric Electricity*, 49, s. 243–244, 1944.
- Gombosi, T., *Physics of the Space Environment*. Cambridge University Press, New York, 1998.
- Gringauz, K. I., Some results of experiments in interplanetary space by means of charged particle traps on Soviet space probes. *Space Research*, 2, s. 539–553, 1961.
- Grinsted, J., Moore, C., Jevrejeva, S., Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 11, s. 561–566, 2004.

- Hagfors, T., Silen, J., Measurement of electric fields in the ionosphere by incoherent scatter radar techniques. *Advances in Space Research*, 2, 7, 1982.
- Haldoupis, C. and Pancheva, D., Planetary waves and midlatitude sporadic E layers: Strong experimental evidence for a close relationship. *Journal of Geophysical Research*, 107(A6), 1078, 2002.
- Haldoupis, C., Pancheva, D., Michell, N.J., 2004. A study of tidal and planetary wave periodicities present in midlatitude sporadic E layers. *Journal of Geophysical Research*, 109, 2004.
- Haldoupis, C., Meek, C., Christakis, N., Pancheva, D., Bourdillon, A., Ionogram height–time–intensity observation of descending sporadic E layers at midlatitude. *Journal of Atmospheric and Solar–Terrestrial Physics*, 68, 539–557, 2006.
- Hargreaves, J.K., The solar-terrestrial environment. *Cambridge University Press*, 1992.
- Hnat, B., Chapman, S.C., Rowlands, G., Watkins N.W., Freeman, M.P. Scaling in long term data sets of geomagnetic indices and solar wind as seen by WIND spacecraft. *Geophysical Research Letters*, 30, 22, 2003.
- Hoyt, D.V., Schatten, K., Group sunspot numbers: A new solar activity reconstruction. *Solar Physics*, 180, 189, 1998.
- Huang, X. and Reinisch, B. W., Vertical electron density profiles from the digisonde network. *Advances in Space Research*, 18(6), 121–129, 1996.
- Huang, X., Reinisch, B., Bilitza, D., Benson, R., Electron density profiles of the topside ionosphere. *Annals of Geophysics*, 45, 1, s. 125–130, 2002.
- Kolmogorov, A.N., A refinement of previous hypotheses concerning the local structure of turbulence in viscous incompressible fluid at high Reynolds number. *Journal of Fluid Mechanics*, 83, 1962.
- Kouba, D., Koucká Knížová, P., 2012. Analysis of digisonde drift measurement quality. *Journal of Atmospheric and Solar Terrestrial–Physics*, 90–91, s. 212–221, 2012.
- Koucká Knížová, P., Mošna, Z., 2011. Acoustic–Gravity Waves in the Ionosphere During Solar Eclipse Events. *Acoustic Waves – From Microdevices to Helioseismology*, Marco G. Beghi (Ed.), InTech, 2011.
- Krankowski, A., Shagimuratov, I.I., Baran, L.W., Yakimova G., 2012. The structure of the mid– and high–latitude ionosphere during the November 2004 storm event obtained from GPS observations. *Acta Geophysica*, Vol. 55, No 4, s. 490–508.
- Kugblenu, S., Taguchi, S., Okuzaw, T., Prediction of the geomagnetic storm associated Dst index using an artificial neural network algorithm. *Earth, Planets and Space*, 51, s. 307–313, 1999.

- Lashermes, B., Jaffard, S., Abry, P., Wavelet leader based multifractal analysis. *International Conference on Acoustic, Speech and Signal Processing*, 2000.
- Lashermes, B., Abry, P., Chainais, P., New insights on the estimation of scaling exponents. *International Journal of Wavelets, Multiresolution and Information Processing*, 2004.
- Lashermes B., Jaffard, S., Abry, P., Wavelet Leader based multifractal Analysis. *IEEE International Conference on Acoustic, Speech and Signal Processing*, Philadelphia, USA, 2005.
- Laštovička, J., Forcing of the Ionosphere by Waves from Below. *Journal of Atmospheric and Solar–Terrestrial Physics* 68(3–5), s. 479–497, 2006.
- Lei J., Thayer, J.P., Forbes, J.M., Sutton, E.K., Nerem, R.S., Rotating solar coronal holes and periodic modulation of the upper atmosphere. *Geophysical Research Letters*, 35, 2008.
- Lovejoy, S., Schertzer, D., Tuck, A.F., Fractal aircraft trajectories and nonclassical turbulent exponents. *Physical Review E*, 70, 2004.
- Lovejoy, S., Schertzer, D., Scale, Scaling and Multifractals in Geophysics: Twenty Years on. *Nonlinear Dynamics in Geosciences*, s. 311–337, 2007.
- Mandelbrot, B.B., How long is the Coast of Britain? Statistical Self-Similarity and Fractional Dimension. *Science*, 156, 636, 1967.
- Mandelbrot, B.B., *The Fractal Geometry of Nature*, Free-man, New York, 1983.
- Marshak, A., Davis, A., Wiscombe, W., Cahalan, R., Scale Invariance in Liquid Water Distributions in Marine Stratocumulus. Part II: Multifractal Properties and Intermittency Issues. *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 54, 11, s. 1423–1444, 1997.
- Mathews, J. D., Sporadic E: current views and recent progress. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* 60(4), s. 413-435, 1998.
- Maunder, E.W., Note on the distribution of sun–spots in heliographic latitude, 1874 to 1902. *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, 64, s. 747–761, 1904.
- Mechtly, E.A., Accuracy of rocket measurements of lower ionosphere electron concentrations. *Radio Science*, 9, 3, s. 373–378, 2012.
- Mikhailov, A.V., Mikhailov, V.V., Skoblin, M.G., Monthly median foF2 and M(3000)F2 ionospheric model over Europe. *Annali di Geofisica*, 4, s. 791–805, 1996.
- Mikhailov, A., Schlegel, K., Self-consistent modelling of the daytime electron density profile in the ionospheric F region. *Annales Geophysicae.*, 15, 314–326, 1997.

- Morris, R. J., Monselesan, D. P., Hyde, M. R., Breed, A. M., Wilkinson, P. J., Parkinson M.L., Southern polar cap DPS and CADI ionosonde measurements: 1. Ionogram comparison. *Advances in Space Research*, 33, s. 923–929, 2004.
- Mošna, Z., Šauli, P., Georgieva, K., Kouba, D., Comparison of HSS and CME Influences on F2-layer based on Storms in October 2005. *Fundamental Space Research, Supplement of Comptes Rendus, Academy of Bulgarian Sciences*, s. 97–99, 2009a.
- Mošna, Z., Šauli, P., Georgieva, K., Ionospheric response to the particular solar event as seen in the ionospheric vertical sounding. *WDS 2009 Proceedings of Contributed Papers, Part II*, s. 68–73, 2009b.
- Mošna, Z., Koucká Knížová, P., Automatic Visualization Method of Height–Time Development of Ionospheric Layers. *WDS 2010 Proceedings of Contributed Papers, Part II*, s. 199–204, 2010.
- Mošna, Z., Koucká Knížová, P., Scaling analysis applied to Ionospheric, Solar, and Geomagnetic Data. *WDS 2011 Proceedings of Contributed Papers, Part II*, s. 61–66, 2011.
- Mošna, Z., Koucká Knížová, P., Analysis of wave–like oscillations in parameters of sporadic E layer and neutral atmosphere. *Journal of Atmospheric and Solar Terrestrial–Physics*, s. 172–178, 2012.
- Mursula, K., Ulich, Th., A new method to determine the solar cycle length. *Geophysical Research Letter*, 25, 11, s. 1873–1840, 1998.
- Muzy, J.F., Bacry, E., Arneodo, A., The multifractal formalism revisited with wavelets. *International Journal of Bifurcation and Chaos* 4, s. 245–302, 1994.
- Neugebauer, M., Snyder, C.W., Mariner 2 observations of the solar wind, I, Average properties. *Journal of Geophysical Research*, 71, s. 4469–4484, 1966.
- Newton, H. W., The 27-day period in terrestrial magnetic disturbances. *Observatory*, 55, s. 256–261, 1932.
- Ogilvie, K. W., Burlaga, L.F., Wilkerson, T.D., Plasma observations on Explorer 34. *Journal of Geophysical Research*, 73, s. 6809–6824, 1968.
- Pancheva, D., Haldoupis, C., Meek, C.E., Manson, A.H., Mitchell, N.J., Evidence of a role for modulated atmospheric tides in the dependence of sporadic E layers on planetary waves. *Journal of Geophysical Research*, 108 (A5), 2003.
- Parker, E.N., Dynamics of the Interplanetary Gas and Magnetic Fields. *Astrophysical Journal*, 128, s. 664–676.
- Prölss, G.W., Jung, M.J., Traveling Atmospheric Disturbances as a Possible Explanation for Daytime Positive Storm Effects of Moderate Duration at Middle Latitudes. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 40, s. 1351–1354, 1978.

- Prölss, G.W., Magnetic Storm Associated Perturbations of the Upper Atmosphere: Recent Results Obtained by Satellite-Borne Gas Analyzer. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 18, s. 183–202, 1980.
- Prölss, G.W., Roemer, M., Slowey, J.W., Dissipation of Solar Wind Energy in the Earth's Upper Atmosphere: The Geomagnetic Activity Effect, CIRA 1986. *Advances in Space Research*, 8, No. 5, s. 215–261, 1988.
- Prölss, G.W., Ionospheric F-region storms, in Handbook of Atmospheric Electrodynamics, Volume II, s. 195–248, 1995.
- Prölss, G.W., Physics of the Earth's Space Environment. *Springer*, 2004.
- Reinisch, B. W., Huang, X., Galkin, I.A., Paznukhov, V., Kozlov, A., Recent advances in real-time analysis of ionograms and ionospheric drift measurements with digisondes. *Journal of Atmospheric and Solar Terrestrial-Physics*, 67, s. 1054–1062, 2005.
- Richmond, A.D., Thermospheric Dynamics and Electrodynamics. *Solar-Terrestrial Physics*, Springer Netherlands, 1983.
- Rishbeth, H., On the F2-Layer Continuity Equation. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 48, s. 511–519, 1986.
- Rishbeth, H. and Edwards, R., The Isobaric F2-Layer. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 51, s. 321–338, 1989. in Prölss, 1995.
- Rishbeth, H. and Mendillo, M., Patterns of F2-layer variability. *Journal of Atmospheric and Solar Terrestrial-Physics*, 63, s. 1661–1680, 2001.
- Roddy, P.A., Spatial and Temporal Structuring of Nighttime Intermediate Layers above Wallops Island. *The University of Texas at Dallas PhD Thesis*, 2005.
- Roux, S.G., Venugopal, V., Fienberg, K., Arneodo, A., Foufoula-Georgiou, E. Evidence for Inherent Nonlinearity in Temporal Rainfall. *Advances in Water Resources*, 32, s. 41–48., 2008.
- Roux, S.G., Koucká Knížová, P., Mošna, Z., Abry, P., Ionosphere fluctuations and global indices: A scale dependent wavelet-based cross-correlation analysis. *Journal of Atmospheric and Solar Terrestrial-Physics*, s. 186–197, 2012.
- Seaton, M.J., A Possible Explanation of the Drop in F-Region Critical Densities Accompanying Many Ionospheric Storms. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics* 8, s. 122–124, 1956.
- Siscoe, G. L., Formisano, V., Lazarus, A. J., Relation between geomagnetic sudden impulses and solar wind pressure changes— an experimental investigation, *Journal of Geophysical Research*, 73, s. 4869–4874, 1968.
- Snyder, C.W., Neugebauer, M., Rao, U.R. The solar wind velocity and its correlation with cosmic ray variations and with solar and geomagnetic activity, *Journal of Geophysical Research*, 68, s. 6361–6370, 1963.

- Spurling, P.H., Jones, K.L., The Observation of Related F-Region Height and Electron Content Changes at Mid-Latitudes During Magnetic Storms and their Comparison with a Numerical Model. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 54, s. 1387–1412, 1992.
- Svalgaard, L., Hudson, H.S., The Solar Microwave Flux and the Sunspot Number, SOHO-23: Understanding a Peculiar Solar Minimum ASP Conference Series Vol. 428. *Proceedings of a workshop held 21-25 September 2009 in Northeast Harbor, Maine, USA*. San Francisco: Astronomical Society of the Pacific, 2010, s. 325, 2010.
- Šauli, P., Mošna, Z., Boška, J., Kouba, D., Laštovička, J., Altadill, D., Detection of the wave-like structures in the F-region electron density: Two station measurements. *Studia Geophysica et Geodaetica*, s. 131–146, 2006.
- Šauli, P., Bourdillon, A., Height and Critical Frequency Variations of the Sporadic-E layer at midlatitudes. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 70, s. 1904–1910, 2008.
- Šauli, P., Mošna, Z., Boška, J., Kouba, D., Laštovička, J., Altadill, D., Comparison of true-height electron density profiles derived by POLAN and NHPC methods. *Studia Geophysica et Geodetica*, 51, s. 449–459, 2007.
- Šindelářová, T., Mošna, Z., Burešová, D., Chum, J., McKinnel, L.-A., Athieno, R., Observation of wave activity in the ionosphere over South Africa in geomagnetically quiet and disturbed periods. *Advances in Space Research* 50, s. 182–195, 2012.
- Tanaka, T. and Hirao, K., Effects of an Electric Field on the Dynamical Behavior of the Ionosphere and its Applications to the Storm Time Disturbance of the F-Layer, *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 35, s. 1445–1452, 1973. In Prölss, 1995.
- Tascioni, T.F., Introduction to the Space Environment, 2-nd Ed., Krieger Publishing Company. 1994.
- Titheridge J.E., 1985. Ionogram Analysis with the Generalised Program POLAN. *UAG Report-93*, http://www.ursi.org/files/CommissionWebsites/INAG/uag_93/uag_93.html, 1985
- Torrence, C., Compo, G. P., A practical guide to wavelet analysis. *Bulletin of American Meteorological Society* 79, s. 61–78, 1998.
- Tsunoda, R.T., Yamamoto, M., Igarashi, K., Hocke, K., Fukao, S., Quasi-periodic radar echoes from midlatitude sporadic E and role of the 5-day planetary wave. *Geophysical Research Letters* 25, s. 951–954, 1998.
- Tsurutani, B. T., Sugiura, M., Iyemori, T., Goldstein, B.E., Gonzalez, W.D., Akasofu, S.I., Smith, E.J., The nonlinear response of AE to the IMF B driver: A spectral break at 5 hours. *Geophysical Research Letters*, 17, s. 279–282, 1990.
- Ulich, Th., The Varying Length Of The Solar Cycle As Determined By Different Methods, M.Sc. Thesis. *University of Oulu*, Oulu, Finland, 1996.

- Uppala, S.M., Kallberg, P.W., Simmons, A.J., Andrae, U., da Costa Bechtold, V., Fiorino, M., Gibson, J.K., Haseler, J., Hernandez, A., Kelly, G.A., Li, X., Onogi, K., Saarinen, S., Sokka, N., Allan, R.P., Andersson, E., Arpe, K., Balmaseda, M.A., Beljaars, A.C.M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Caires, S., Chevallier, F., Dethof, A., Dragosavac, M., Fisher, M., Fuentes, M., Hagemann, S., Holm, E., Hoskins, B.J., Isaksen, I., Janssen, P.A.E.M., Jenne, R., McNally, A.P., Mahfouf, J.-F., Morcrette, J.-J., Rayner, N.A., Saunders, R.W., Simon, P., Sterl, A., Trenberth, K.E., Untch, A., Vasiljevic, D., Viterbo, P., and Woollen, J., The ERA-40 re-analysis, *Quarterly Journal October 2005 Part B*, 131, s. 2961–3012, 2005.
- Voiculescu, M., Haldoupis, C., Pancheva, D., Ignat, M., Schlegel, K., Shalimov, S., More evidence for aplanetary wave link with midlatitude E region coherent backscatter and sporadic E layers. *Annales Geophysicae*, 18, s. 1182–1196, 2000.
- Vörös, Z., Jankovičová, D., Kovács, P., Scaling and singularity characteristics of solar wind and magnetospheric fluctuations. *Nonlinear Processes in Geophysics*, s. 149–162, 2002.
- Wendt, H., Abry, P., Jaffard, S., Bootstrap for Empirical Multifractal Analysis. *IEEE Signal Processing Magazine*, 38, 2007.
- Werner, S., Bauske, R., Prölss, G.W., On the Origin of Positive Ionospheric Storms. *Advanced Space Research*, Vol. 24, No. 11, s. 1485–1489, 1999.
- Whitehead, J.D., The formation of the sporadic E layer in the temperate zones. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 20, s. 49–58, 1961.
- Whitehead, J.D., Recent work on mid-latitude and equatorial sporadic E. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 51, s. 401–424, 1989.
- Zolesi, B., Cander, B., Ionospheric Prediction for Radio Propagation Purposes. *Springer Geophysics*, s. 123–146, v tisku, 2014.
- Zuo, X., Wan, W., Zhao, G., An attempt to infer information on planetary wave by analyzing sporadic E layers observations. *Earth, Planets and Space*, 61, s. 1185–1190, 2009.

Přílohy

Příloha A Seznam publikací

A1 Šauli et al., (2007)

Šauli, P., Mošna, Z., Boška, J., Kouba, D., Laštovička, J., Altadill, D. Comparison of true-height electron density profiles derived by POLAN and NHPC methods. *Studia Geophysica et Geodetica*, 51, s. 449–459, 2007.

A2 Mošna et al. (2009a)

Mošna, Z., Šauli, P., Georgieva, K., Kouba, D. Comparison of HSS and CME Influences on F2-layer based on Storms in October 2005. *Fundamental Space Research*, s. 97–99, 2009a.

A3 Mošna et al. (2009b)

Mošna, Z., Šauli, P., Georgieva, K. Ionospheric response to the particular solar event as seen in the ionospheric vertical sounding, *WDS 2009 Proceedings of Contributed Papers, Part II*, s.68–73, 2009b.

A4 Mošna a Koucká Knížová (2010)

Automatic visualization method of height–time development of ionospheric layers. *WDS 2010 Proceedings of Contributed Papers, Part II*, s. 199–204, 2010.

A5 Koucká a Mošna (2011)

Koucká Knížová, P., Mošna, Z., Acoustic–Gravity Waves in the Ionosphere During Solar Eclipse Events. *Acoustic Waves – From Microdevices to Helioseismology*, Marco G. Beghi (Ed.), InTech, s. 303–320, 2011.

A6 Mošna a Koucká Knížová (2011)

Mošna, Z., Koucká Knížová, P., Scaling analysis applied to Ionospheric, Solar, and Geomagnetic Data. *WDS 2011, Proceedings of Contributed Papers, Part II*, s. 61–66, 2011.

A7 Roux et al. (2012)

Roux, S.G., Koucká Knížová, P., Mošna, Z., Abry, P., Ionosphere fluctuations and global indices: A scale dependent wavelet–based cross–correlation analysis. *Journal of Atmospheric and Solar Terrestrial Physics*, s. 186–197, 2012.

A8 Mošna a Koucká Knížová (2012)

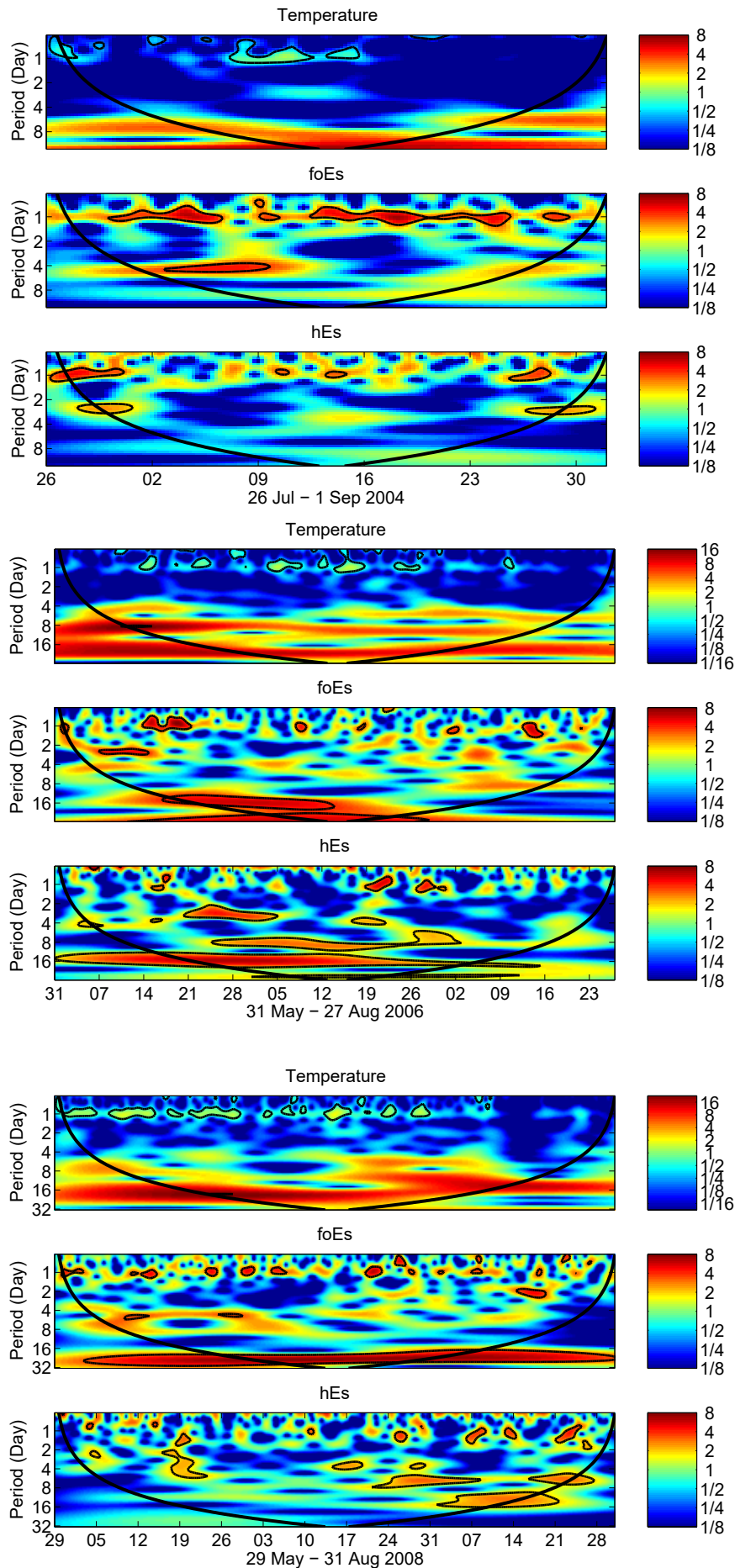
Mošna, Z., Koucká Knížová, P., Analysis of wave–like oscillations in parameters of sporadic E layer and neutral atmosphere. *Journal of Atmospheric and Solar Terrestrial Physics*, s. 172–178, 2012.

A9 Georgieva et al. (2012)

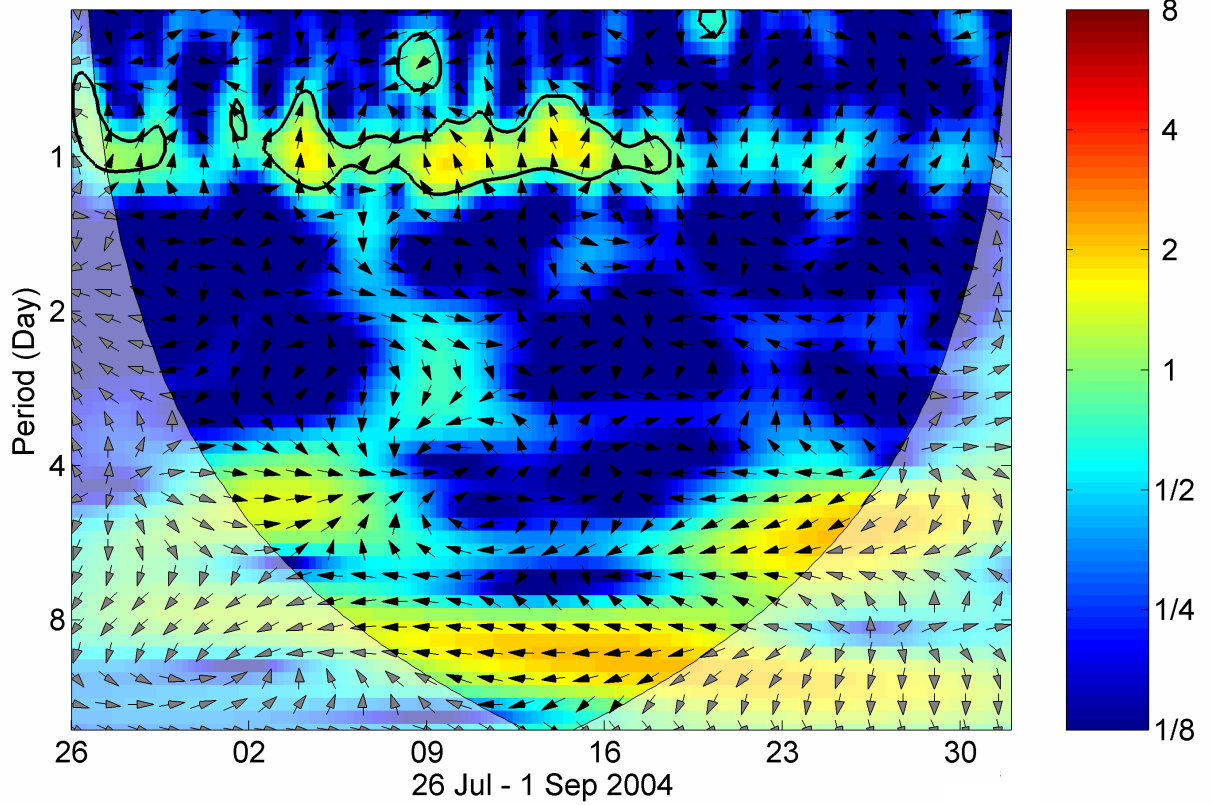
Georgieva, K., Kirov, B., Koucká Knížová, P., Mošna, Z., Kouba, D., Asenovska, Y., Solar influences on atmospheric circulation. *Journal of Atmospheric and Solar Terrestrial Physics*, s. 15–25 2012.

Příloha B WCT, XWT a WTC pro teploty, foEs a hEs 2004–2008

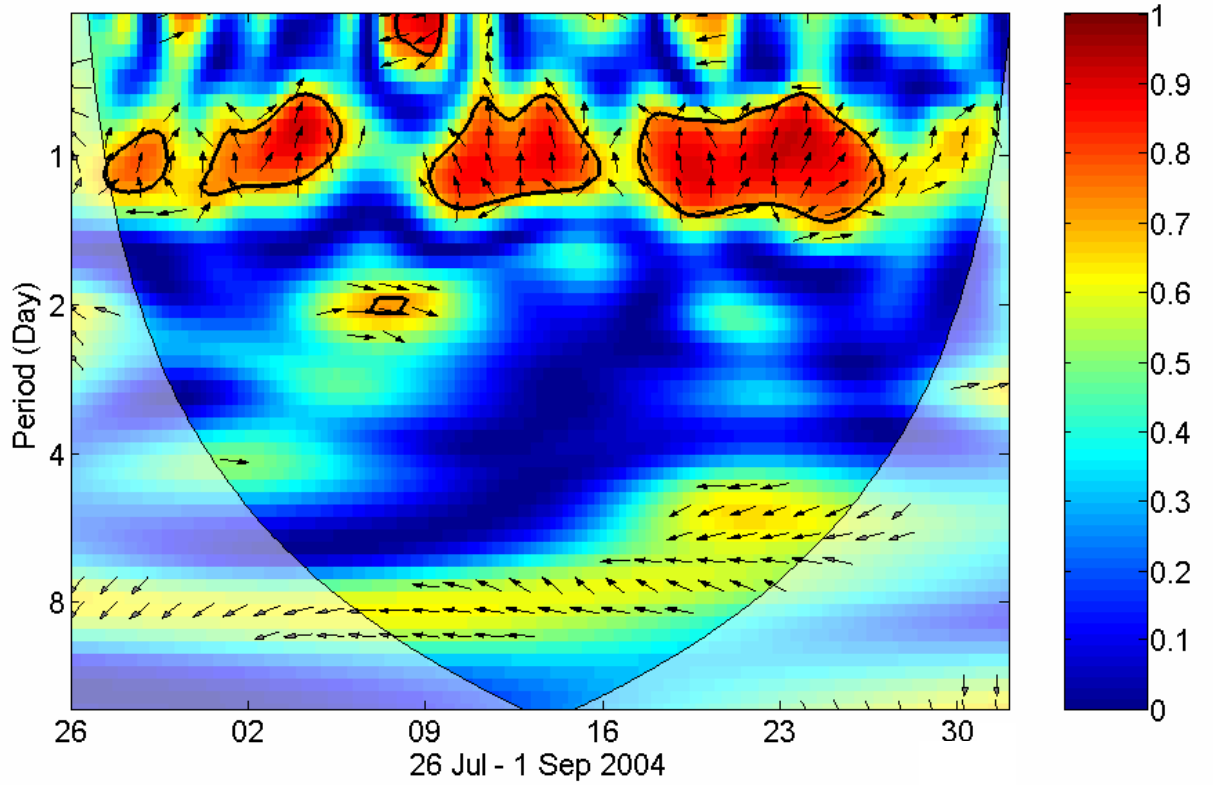
Příloha B 1 Waveletová analýza teploty, foEs a hEs z kampaní 2004, 2006 a 2008



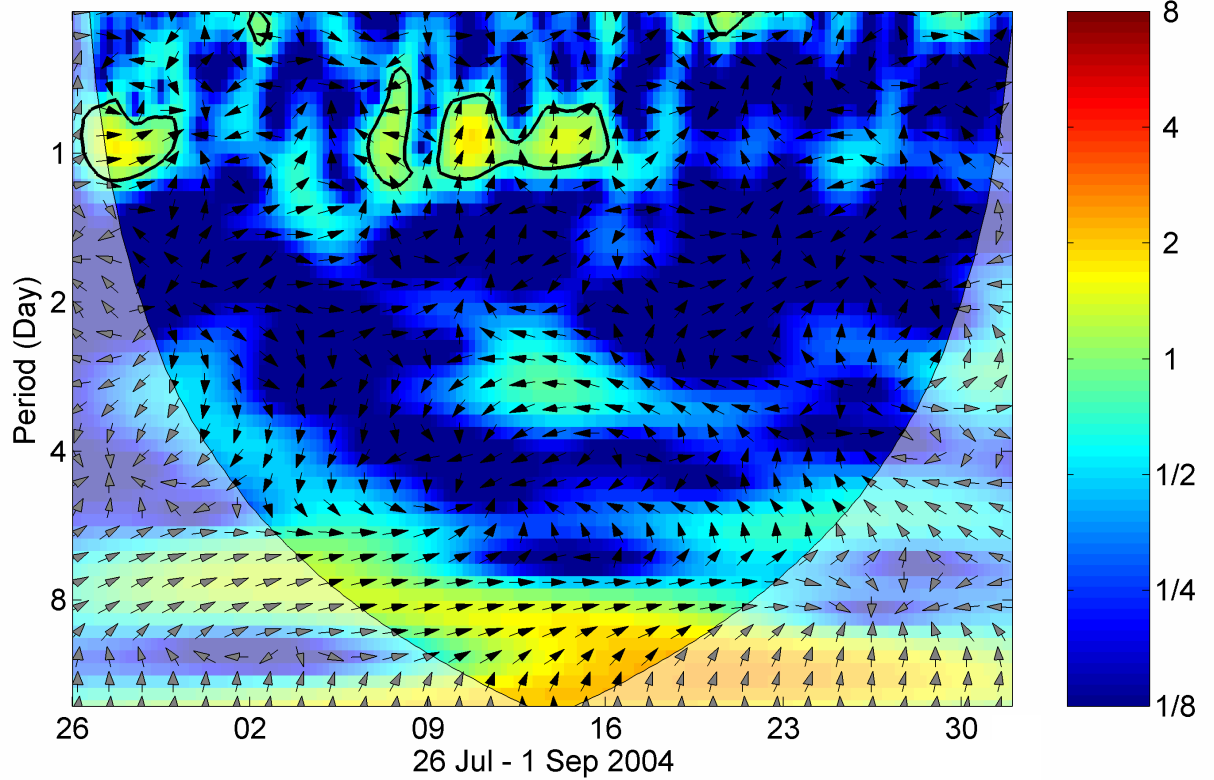
XWT: Temperature-foEs



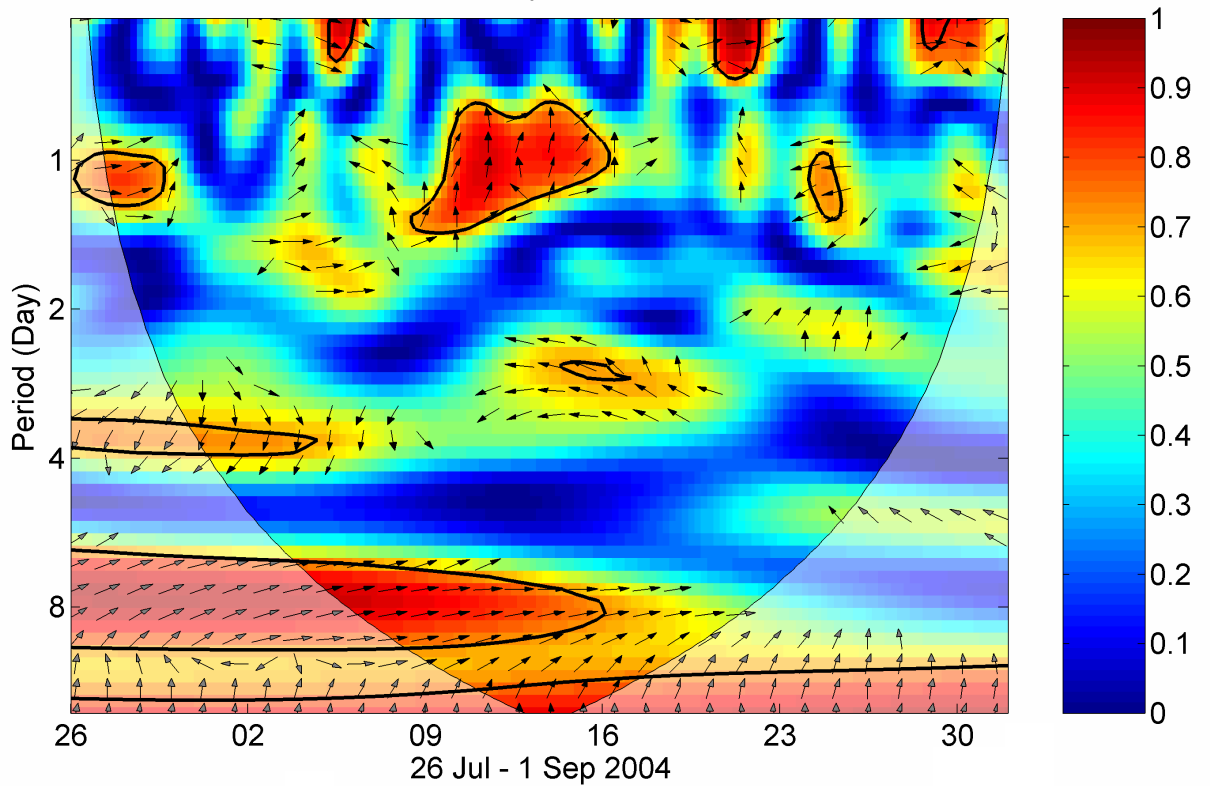
WTC: Temperature-foEs



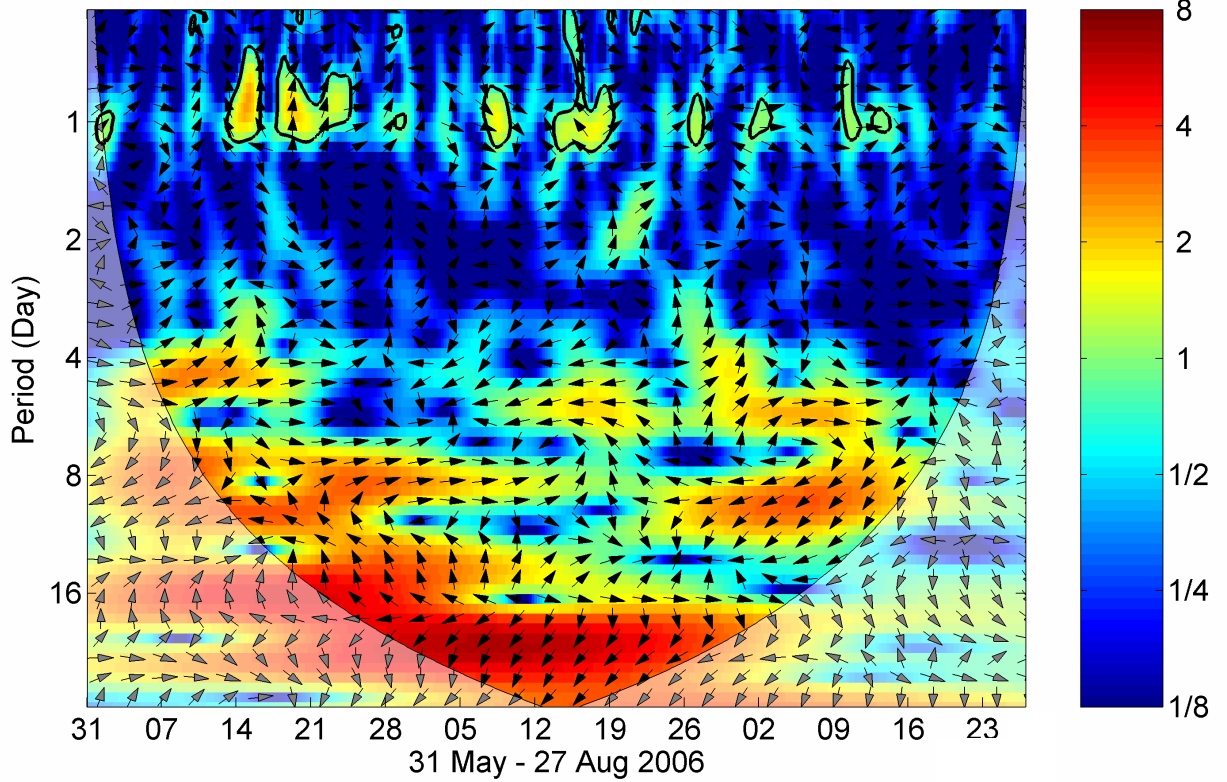
XWT: Temperature-hEs



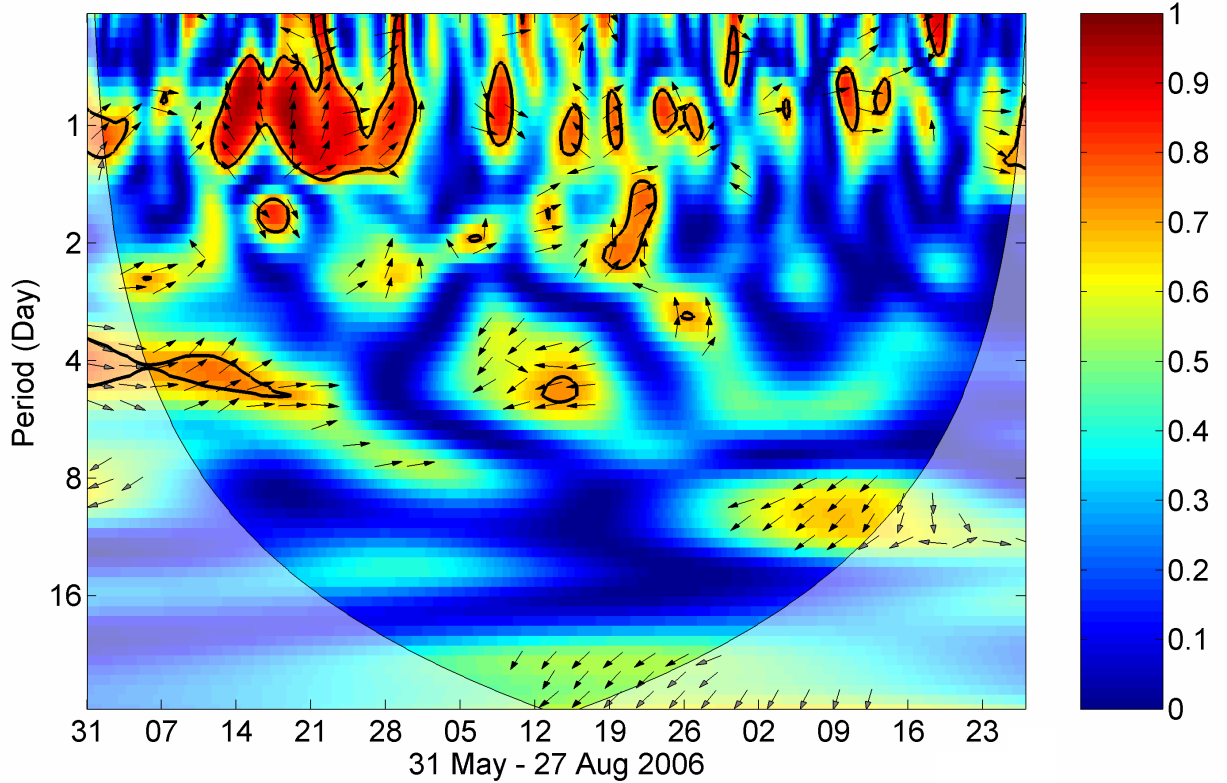
WTC: Temperature-hEs



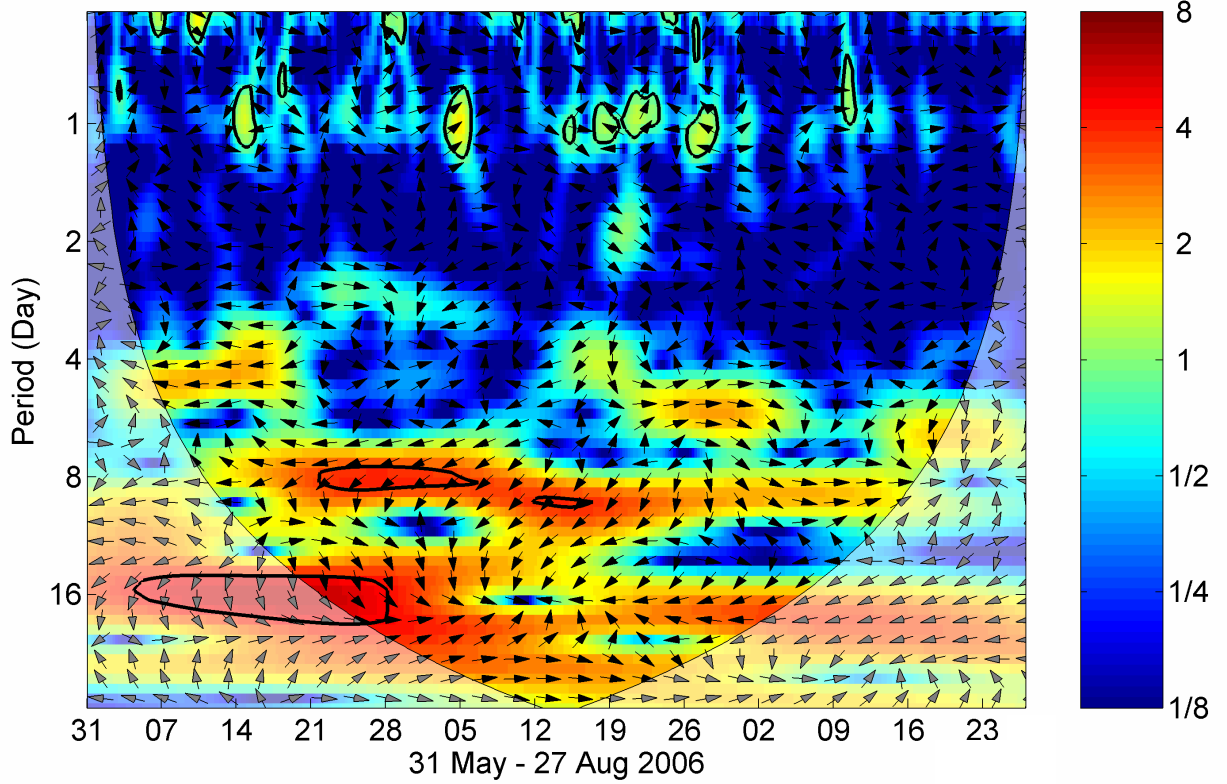
XWT: Temperature-foEs



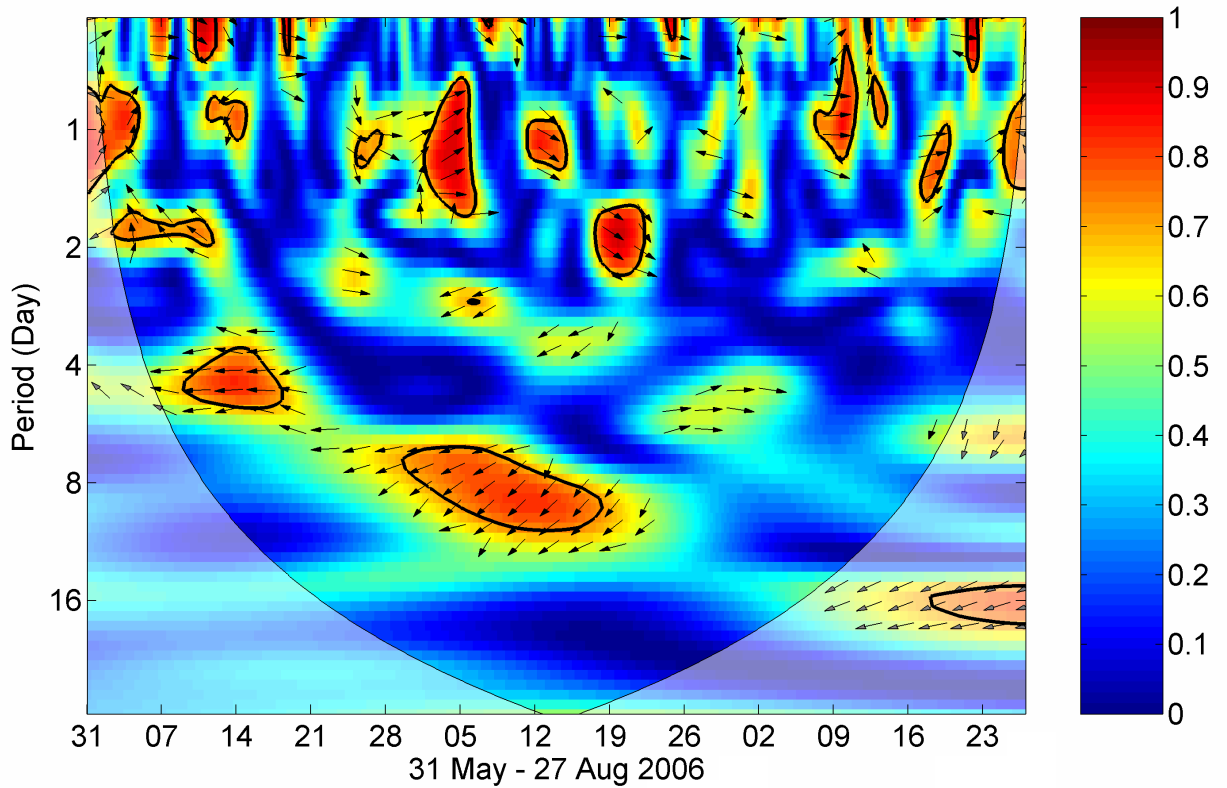
WTC: Temperature-foEs



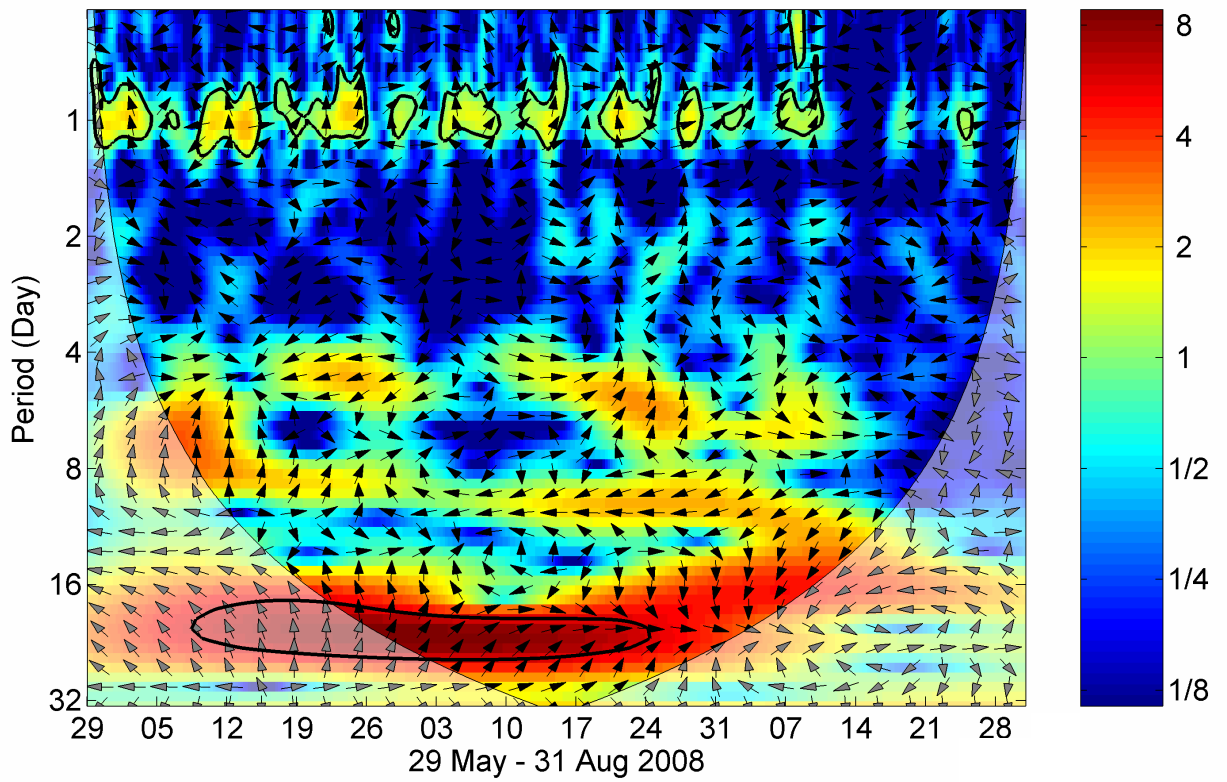
XWT: Temperature-hEs



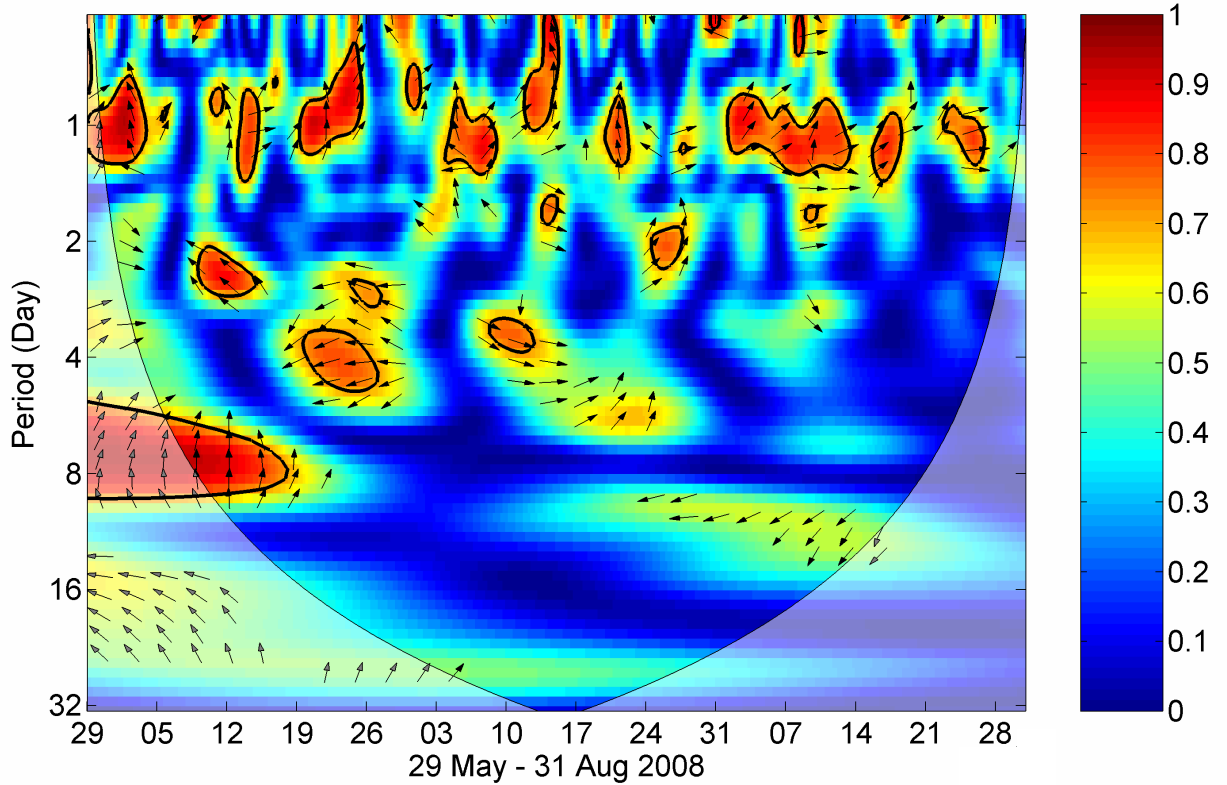
WTC: Temperature-hEs



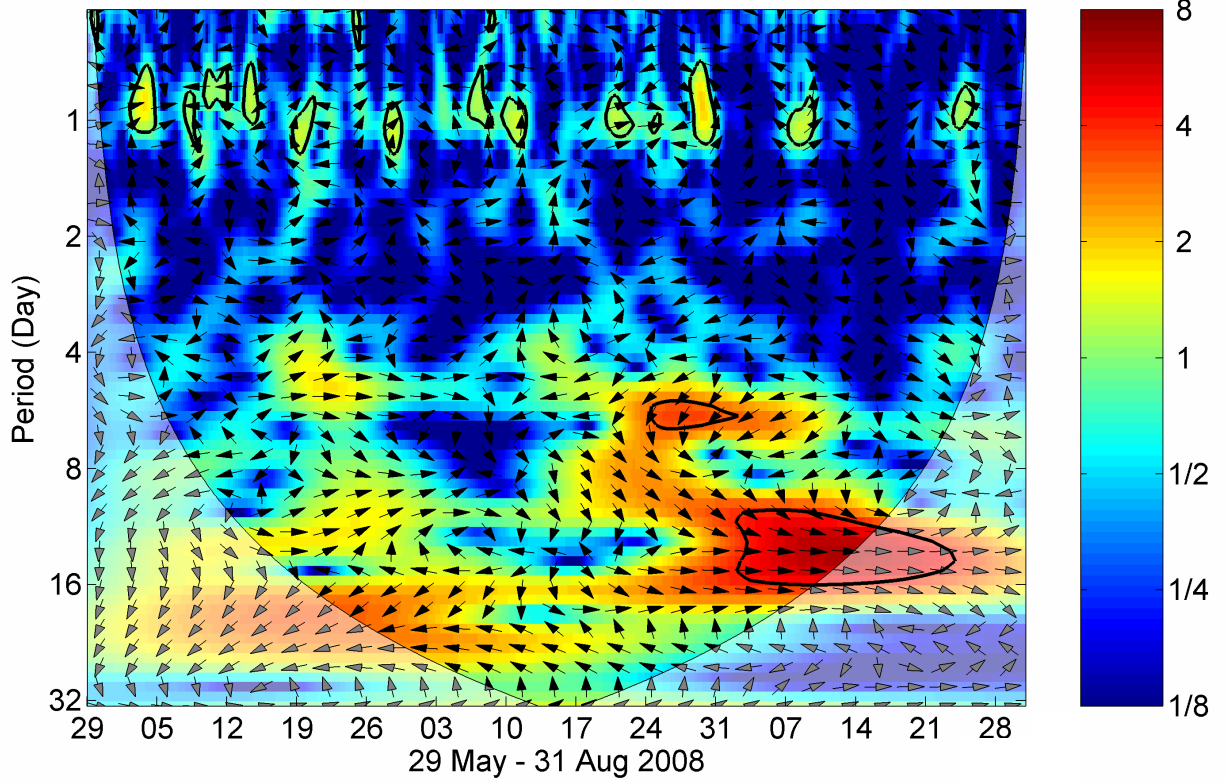
XWT: Temperature-foEs



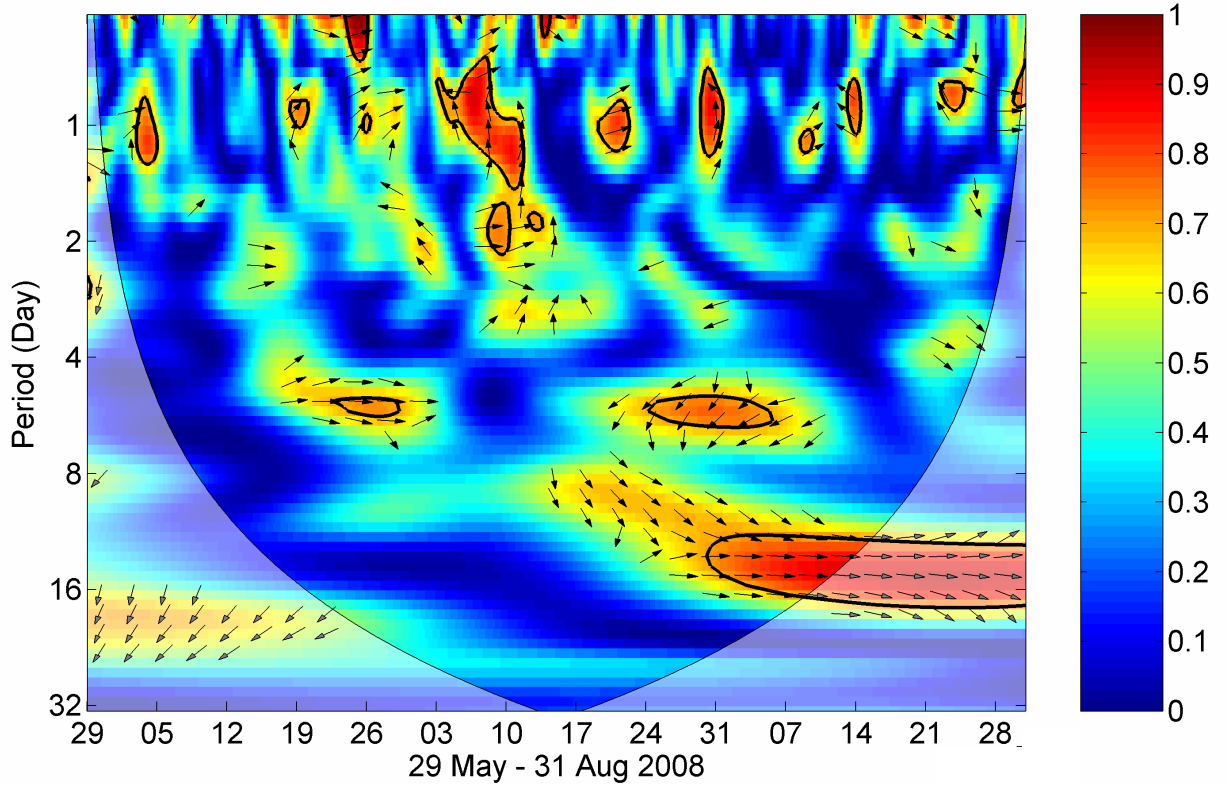
WTC: Temperature-foEs



XWT: Temperature-hEs

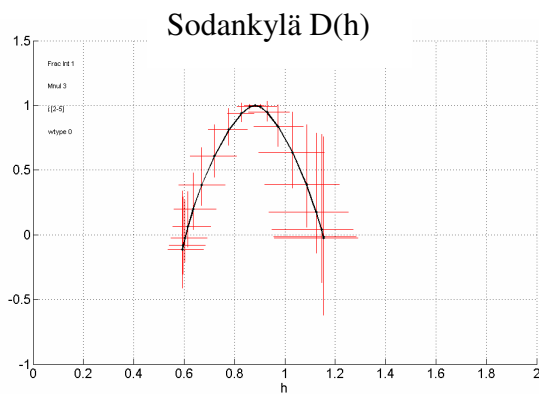
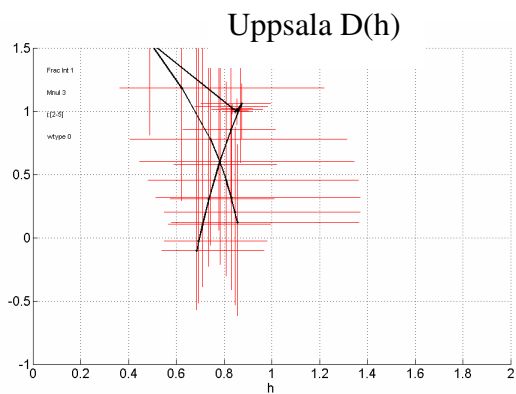
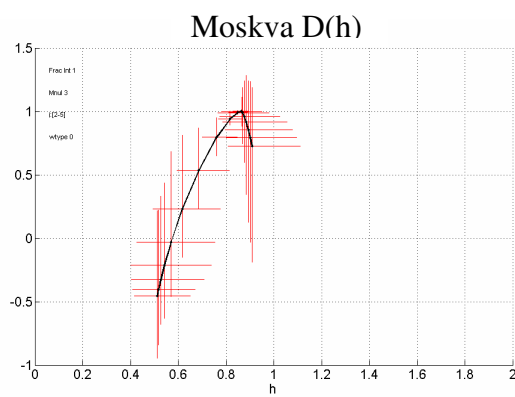
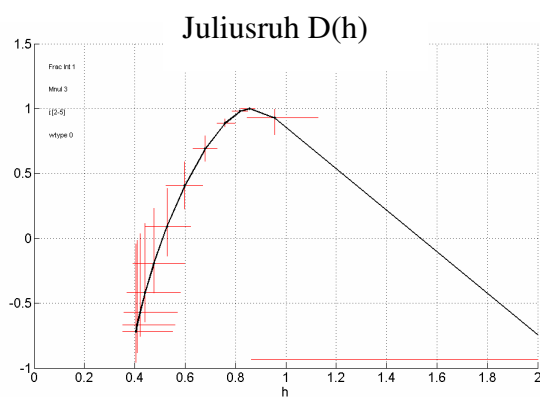
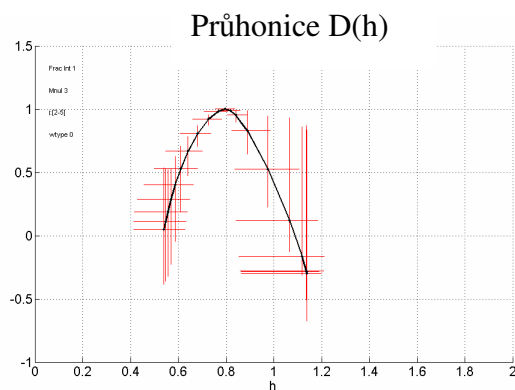
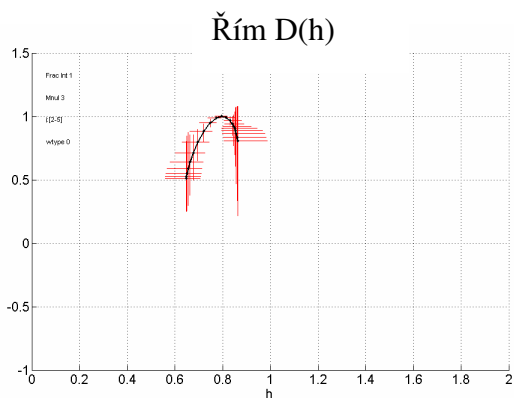


WTC: Temperature-hEs



Příloha C D(h) pro foF2, Dst, Kp, AE a F10.7

Příloha C1 D(h) pro foF2 jednotlivých ionosférických stanic



Příloha C2 D(h) pro AE, Dst, Kp, ΣKp a F10.7

