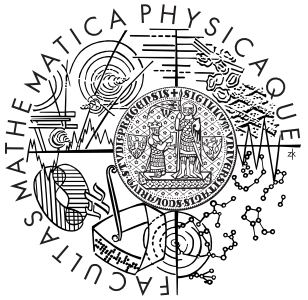
Univerzita Karlova v Praze
Matematicko–fyzikální fakulta

DIPLOMOVÁ PRÁCE



František Němec

Nízkofrekvenční vlnové jevy ve vnitřní magnetosféře Země

Katedra elektroniky a vakuové fyziky
Vedoucí diplomové práce: Doc. RNDr. Ondřej Santolík, Dr.
Studijní program: Fyzika

Praha 2006

Chtěl bych poděkovat zejména Doc. RNDr. Ondřejovi Santolíkovi, Dr. za trpělivé a příkladné vedení mé diplomové práce a za cenné rady, které mi poskytl. Děkuji rovněž Dr. Michelu Parrotovi, který mi umožnil pracovat na datech družice DEMETER, a pod pod jehož vedením jsem absolvoval dvě letní stáže v laboratoři LPCE/CNRS v Orléans. V neposlední řadě bych pak rád poděkoval celé skupině kosmické fyziky a své rodině za vytvoření příjemného pracovního prostředí a podporu během celého mého studia.

Prohlašuji, že jsem svou diplomovou práci napsal samostatně a výhradně s použitím citovaných pramenů. Souhlasím se zapůjčováním práce.

V Praze dne 11. dubna 2006 František Němec

Obsah

Abstrakt

1 Úvod **1**

2 Vybrané nízkofrekvenční jevy **3**
2.1 Elektromagnetické vlny ve studeném plazmatu 3
2.2 Záření elektrické sítě (Power Line Harmonic Radiation) 6
2.3 Elektromagnetické efekty spojené se seismickou aktivitou . . . 8
2.3.1 Historický přehled 8
2.3.2 Přípravná zóna zemětřesení 8
2.3.3 Pozemní pozorování 9
2.3.4 Pozorování v ionosféře 10
2.3.5 Možné mechanismy generování 11

3 Cíle práce **13**

4 Zdroj dat **15**
4.1 Obecný popis družice DEMETER 15
4.2 Přístrojové vybavení 16
4.2.1 ICE experiment 17
4.2.2 IMSC experiment 20
4.3 Úrovně zpracování dat 20
4.4 Použitá data 20

5 Metody analýzy **23**
5.1 Automatická identifikace PLHR 23
5.1.1 Úvodem 23
5.1.2 Popis algoritmu 24
5.1.3 Nastavení parametrů identifikace 26
5.1.4 Technická realizace: Level 3 data processing 26
5.2 Zpracování jednotlivých událostí PLHR 27

5.2.1 Aproximace rovinnou vlnou 27
5.2.2 Zpětný ray-tracing 30
5.3 Statistické zpracování událostí PLHR 31
5.4 Statistické zpracování efektů spojených se seismickou aktivitou 31
5.4.1 Absolutní mapy ELF/VLF emisí 31
5.4.2 Relativní intenzita (pravděpodobnost) 32
5.4.3 Relativní mapy seismických emisí 32
5.4.4 Statisticky očekávaný výsledek 33
5.4.5 Volba parametrů použitých map 35
5.4.6 „Vzdálenost“ družice od epicentra zemětřesení 36

6 Získané výsledky a jejich diskuze **39**
6.1 Analýza nalezených událostí PLHR 39
6.2 Statistické zpracování efektů spojených se seismickou aktivitou 48

7 Závěr **59**

A Souřadnicové systémy **61**
A.1 Úvod 61
A.2 Souřadný systém spojený s družicí 61
A.3 Souřadný systém senzorů 62
A.3.1 Elektrické senzory 62
A.3.2 Magnetické senzory 63
A.4 Lokální geomagnetický souřadný systém 63

B Publikované práce **67**

Abstrakt

Název práce: *Nízkofrekvenční vlnové jevy ve vnitřní magnetosféře Země*
Autor: *František Němec*
Katedra (ústav): *Katedra elektroniky a vakuové fyziky*
Vedoucí diplomové práce: *Doc. RNDr. Ondřej Santolík, Dr.*
E-mail vedoucího: *ondrej.santolik@mff.cuni.cz*
Abstrakt: *Úkolem diplomové práce bylo studium nízkofrekvenčních elektromagnetických efektů v ionosféře spojených s lidskou činností (především záření elektrické sítě – Power Line Harmonic Radiation, PLHR) a seismickou aktivitou. Díky unikátnímu souboru dat získanému nově vypuštěnou francouzskou družicí DEMETER a jejich systematickému zpracování se nám podařilo objasnit některé vlastnosti PLHR a především prokázat korelaci mezi intenzitou elektromagnetických vln pozorovaných v ionosféře a seismickou aktivitou.*
Klíčová slova: *družice DEMETER, efekty spojené s lidskou činností, PLHR, seismo-elektromagnetické efekty, ionosféra*

Abstract

Title: *Low Frequency Wave Phenomena in the Inner Earth's Magnetosphere*
Author: *František Němec*
Department: *Department of Electronics and Vacuum Physics*
Supervisor: *Doc. RNDr. Ondřej Santolík, Dr.*
Supervisor's e-mail address: *ondrej.santolik@mff.cuni.cz*
Abstract: *The main task of this diploma thesis was to study low-frequency electromagnetic effects in the ionosphere connected with human (mostly Power Line Harmonic Radiation, PLHR) and seismic activity. Thanks to the unique data set obtained by a newly launched French microsatellite DEMETER and their systematic analysis, we have been able to explain some properties of PLHR and to prove a correlation between intensity of electromagnetic waves observed in the ionosphere and seismic activity.*
Keywords: *DEMETER satellite, man-made effects, PLHR, seismo-electromagnetic effects, ionosphere*

Kapitola 1

Úvod

Cílem diplomové práce je analýza dat pocházejících z družice s nízkou oběžnou dráhou a studium nízkofrekenčních elektromagnetických vlnových jevů na ní pozorovaných. Speciální pozornost bude věnována efektům spojeným s lidskou činností (tj. především záření elektrické sítě) a se seismickou aktivitou.

Předkládaná diplomová práce je rozdělena do sedmi kapitol a dvou příloh. V 1. kapitole je nastíněn obsah této práce a její základní členění. Ve 2. kapitole jsou popsány současné znalosti o záření elektrické sítě (PLHR) a elektromagnetických efektech spojených se seismickou aktivitou. Rovněž jsou zde shrnuty základy teorie šíření elektromagnetických vln ve studeném plazmatu. 3. kapitola stručně nastiňuje náš přínos do problematiky a blíže specifikuje cíle práce. Ve 4. kapitole je popsána družice DEMETER a vlnové experimenty na její palubě, které jsme použili jako zdroj dat. Kapitola 5 popisuje metody analýzy použité ke zpracování dat, v 6. kapitole jsou pak uvedeny a diskutovány výsledky, které jsme získali. V kapitole 7 jsou výsledky našich studií stručně shrnuty. V příloze A jsou popsány užité souřadnicové systémy, přílohu B tvoří především tři autorovy práce, které byly publikovány v mezinárodních recenzovaných časopisech, a které bezprostředně souvisejí s tématy diskutovanými v předkládané práci (*Parrot a kol.*, 2005; *Santolík a kol.*, 2006; *Němec a kol.*, 2006). Další tři autorovy publikace nejsou v příloze B obsaženy, neboť pocházejí z měření družic Cluster umístěných na vysoké oběžné dráze a tématu práce se týkají pouze okrajově (*Santolík a kol.*, 2004; *Němec a kol.*, 2005a,b).

Kapitola 2

Vybrané nízkofrekvenční jevy

2.1 Elektromagnetické vlny ve studeném plazmatu

V této kapitole stručně nastíníme základy teorie šíření elektromagnetických vln ve studeném plazmatu, jak jsou popsány například ve *Stix* (1992). Jedná se o teorii lineární (tj. předpokládající, že charakteristiky prostředí ani šířících se vln nezávisí na amplitudě), odvozenou za předpokladu homogenního prostředí (tj. prostředí, jehož vlastnosti se nemění na vzdálenostech srovnatelných nebo menších než je vlnová délka šířící se vlny). Používáme idealizaci v podobě rovinné vlny:

$$\vec{L} = \Re\left\{\hat{L}\,\exp\left[i(\vec{k}\cdot\vec{x}-\omega t)\right]\right\} \tag{2.1}$$

kde $\vec{L}$ je (reálný) vektor popisující zkoumanou fyzikální veličinu, $\hat{L}$ je komplexní amplituda tohoto vektoru (popisující zároveň jeho amplitudu i fázi), $\vec{k}$ je vlnový vektor a ω úhlová frekvence vlny. Základem popisované teorie jsou Maxwellovy rovnice ve tvaru:

$$\nabla\times\vec{E} = -\frac{\partial\vec{B}}{\partial t} \tag{2.2}$$

$$\nabla\times\vec{B} = \mu_0\left(\vec{J}+\varepsilon_0\frac{\partial\vec{E}}{\partial t}\right) \tag{2.3}$$

$$\nabla\cdot\vec{E} = \frac{\rho}{\varepsilon_0} \tag{2.4}$$

$$\nabla\cdot\vec{B} = 0 \tag{2.5}$$

Použitím operátoru rotace na rovnici (2.2) a následným dosazením rovnice (2.3) lze snadno odvodit vlnovou rovnici ve tvaru:

$$\nabla \times \nabla \times \vec{E} + \frac{1}{c^2}\frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial t^2} + \mu_0 \frac{\partial \vec{J}}{\partial t} = 0 \tag{2.6}$$

Použijeme-li dále aproximaci rovinné vlny (2.1), dostaneme:

$$n^2 \vec{\kappa}\,\vec{\kappa} \cdot \vec{E} - n^2 \vec{E} + \overleftrightarrow{\varepsilon} \cdot \vec{E} = 0, \tag{2.7}$$

kde n je index lomu, $\vec{\kappa}$ jednotkový vektor ve směru vlnového vektoru $\vec{k}$ a $\overleftrightarrow{\varepsilon}$ dielektrický tenzor:

$$\overleftrightarrow{\varepsilon} = \overleftrightarrow{I} + \frac{i}{\varepsilon_0\,\omega}\,\overleftrightarrow{\sigma}\,, \tag{2.8}$$

kde $\overleftrightarrow{I}$ je jednotková matice a $\overleftrightarrow{\sigma}$ tenzor vodivosti, definující vztah elektrického pole a proudové hustoty:

$$\vec{J} = \overleftrightarrow{\sigma} \cdot \vec{E} \tag{2.9}$$

Pro námi uvažované studené plazma, kde se pohyby nabitých částic zcela řídí šířící se elektromagnetickou vlnou, lze jeho tvar poměrně snadno odvodit přímo z pohybových rovnic pro jednotlivé částice. Platí:

$$m_j \frac{d\vec{v}_j}{dt} = q_j \left(\vec{E} + \vec{v}_j \times \vec{B}_0\right), \tag{2.10}$$

kde j je index druhu částic, m jejich hmotnost, $\vec{v}$ rychlost a $\vec{B}_0$ magnetická indukce vnějšího magnetického pole (v našem případě typicky téměř dipólové magnetické pole Země). Předpokládáme přitom, že platí:

$$\vec{v}_j \times \vec{B} \ll \vec{v}_j \times \vec{B}_0, \tag{2.11}$$

tedy že pole šířící se vlny je zanedbatelné oproti vnějšímu magnetickému poli. Pro tenzor vodivosti následně dostáváme:

$$\vec{J} = \sum_j n_j q_j \vec{v}_j = \sum_j n_j q_j \overleftrightarrow{\mu}_j \cdot \vec{E} = \overleftrightarrow{\sigma} \cdot \vec{E}, \tag{2.12}$$

kde $\overleftrightarrow{\mu}_j$ je tenzor pohyblivosti j-tého druhu částic.

Po několika úpravách pak můžeme dielektrický tenzor (2.8) vyjádřit v přehledném tvaru pomocí tzv. Stixových parametrů R, L, P, S a D:

$$\overleftrightarrow{\varepsilon} = \begin{pmatrix} S & iD & 0 \\ -iD & S & 0 \\ 0 & 0 & P \end{pmatrix}, \tag{2.13}$$

přičemž:

$$R = 1 - \sum_j \frac{\Pi_j^2}{\omega(\omega + \Omega_j)} \tag{2.14}$$

$$L = 1 - \sum_j \frac{\Pi_j^2}{\omega(\omega - \Omega_j)} \tag{2.15}$$

$$P = 1 - \sum_j \frac{\Pi_j^2}{\omega^2} \tag{2.16}$$

$$S = \frac{1}{2}(R + L) \tag{2.17}$$

$$D = \frac{1}{2}(R - L), \tag{2.18}$$

kde

$$\Pi_j = \sqrt{\frac{n_j q_j^2}{\varepsilon_0 m_j}} \tag{2.19}$$

je plazmová frekvence j-tého druhu částic a

$$\Omega_j = \frac{B_0 q_j}{m_j} \tag{2.20}$$

je jejich lokální cyklotronní frekvence. Ta přitom může být zavedena jako kladná či záporná, v závislosti na znaménku náboje q_j.

Dosadíme-li (2.13) do (2.7), dostaneme:

$$\begin{pmatrix} S - n^2\cos^2\theta & iD & n^2\sin\theta\cos\theta \\ -iD & S - n^2 & 0 \\ n^2\sin\theta\cos\theta & 0 & P - n^2\sin^2\theta \end{pmatrix} \begin{pmatrix} E_x \\ E_y \\ E_z \end{pmatrix} = 0, \tag{2.21}$$

kde θ je úhel, který svírá vlnový vektor $\vec{k}$ s vnějším magnetickým polem $\vec{B}_0$.

Aby dále existovalo netriviální řešení pro vektor $\vec{E}$, musí být determinant matice soustavy roven nule. To obecně vede na rovnici čtvrtého stupně pro index lomu:

$$An^4 + Bn^2 + C = 0, \tag{2.22}$$

kde:

$$A = S\sin^2\theta + P\cos^2\theta \tag{2.23}$$

$$B = -RL\sin^2\theta - PS\left(1 + \cos^2\theta\right) \tag{2.24}$$

$$C = PRL \tag{2.25}$$

s řešením:

$$n^2 = \frac{-B \pm \sqrt{B^2 - 4AC}}{2A} \tag{2.26}$$

Pro danou frekvenci vlny, úhel odklonu vlnového vektoru od vnějšího magnetického pole θ a parametry plazmatu tedy existují vždy nejvýše dva vlnové módy.

Jako příklad, který využijeme dále v části 6.1, si nyní odvoďme vlnové módy pro šíření vlny ve směru rovnoběžném s $\vec{B}_0$. Dosazením $\theta = 0$ do rovnice (2.21) a z podmínky, že determinant matice soustavy musí být roven nule, získáme:

$$P\left(n^4 - 2Sn^2 + S^2 - D^2\right) = 0, \tag{2.27}$$

odkud plynou pro $P \neq 0$ dvě možnosti:

$$\begin{aligned} n^2 &= S + D = R \qquad \text{(odpovídá pravotočivé kruhově polarizované vlně)} \\ n^2 &= S - D = L \qquad \text{(odpovídá levotočivé kruhově polarizované vlně)} \end{aligned}$$

2.2 Záření elektrické sítě (Power Line Harmonic Radiation)

Záření elektrické sítě (Power Line Harmonic Radiation, PLHR) je tvořeno elektromagnetickými vlnami na harmonických frekvencích 50 či 60 Hz, v závislosti na základní frekvenci sítě. Ve frekvenčně-časových spektrogramech má podobu intenzivních rovnoběžných čar o vzdálenosti 50 nebo 60 Hz. Pozorují se též vzdálenosti čar 100 nebo 120 Hz, protože liché/sudé harmonické mohou být v některých případech výrazně potlačeny. Ačkoli existuje poměrně značný počet událostí PLHR pozorovaných na zemském povrchu, stejně jako nepřímé důkazy pro jejich šíření magnetosférou (*Helliwell a kol.*, 1975; *Park a Helliwell*, 1978; *Matthews a Yearby*, 1981; *Park a Helliwell*, 1981, 1983; *Yearby a kol.*, 1983), je registrace PLHR na družicích velice vzácná a doposud bylo popsáno jen několik málo takových případů (*Bell a kol.*, 1982; *Koons a kol.*, 1978; *Tomizawa a Yoshino*, 1985; *Parrot*, 1994a; *Rodger a kol.*, 1995; *Parrot a kol.*, 2005). Kromě toho existují značné pochyby o původu některých nalezených událostí, jelikož v mnohých případech není vzájemná vzdálenost pozorovaných spektrálních čar ani 50/100 ani 60/120 Hz. Takovéto události se nazývají (i když terminologie není zcela ujednocena ani příliš striktně dodržována) „Magnetospheric Line Radiation“ (MLR), neboli magnetosférické čárové záření, a jejich původ i mechanismus vzniku je silně diskutabilní. *Bullough* (1995) ve své přehledové publikaci například zmiňuje možnost, že MLR mohou být spouštěny (triggered) emisemi typu PLHR.

Rodger a kol. (1995) pomocí systematické analýzy událostí MLR pozorovaných družicemi ISIS 1 a ISIS 2 ukázal, že vzdálenost spektrálních čar je náhodná a jejich výskyt na harmonických frekvencích se vzdáleností 50 či 60 Hz není výrazně častější než výskyt na ostatních frekvencích. Ke stejným závěrům vedlo i studium MLR nalezených v pozemních měřeních stanice Halley (*Rodger a kol.*, 1999, 2000a,b). Na druhou stranu však podle některých autorů, například *Park a Miller* (1979), dochází u MLR k takzvanému „víkendovému efektu“: frekvence výskytu událostí během víkendu (kdy je nižší spotřeba elektrické energie) má být menší než frekvence jejich výskytu během týdne. Takovýto týdenní cyklus, uměle zavedený lidmi a v přírodě se nevyskytující, by přitom jednoznačně dokazoval souvislost MLR s lidskou činností.

Studium vlnových dat pocházejících z tříose stabilizovaného satelitu AUREOL-3 ukázalo, že střední hodnota fluktuací elektrického pole v úzkém frekvenčním pásmu centrovaném na 72 Hz skutečně vykazuje tento týdenní cyklus. Maximální intenzita je pozorována v pondělí, poté postupně klesá až do soboty. Mírný vzrůst intenzity je pozorován v neděli (*Parrot*, 1991). Teoreticky tuto závislost analyzoval *Molchanov a kol.* (1991), přičemž bral v úvahu nejen nižší spotřebu elektrické energie během víkendů, ale rovněž rozdílné schéma její distribuce, značně ovlivňující vlastnosti systému jako zářiče.

Podrobná studie dat z družice AUREOL-3 (*Parrot*, 1994a) však v celkem 940 spektrogramech s rozlišením 2.5 Hz, dobou trvání 12 až 15 minut a časovým rozlišením 80 ms odhalila pouze pět událostí, které je možno považovat za PLHR. Nalezené události se vyznačovaly těmito společnými vlastnostmi:

1. Byla pozorována pouze elektrická komponenta.

2. Události byly nejčastěji pozorovány na frekvencích od 3 do 4 kHz.

3. Pozorované spektrální čáry driftovaly ve frekvenci, a to všechny společně při udržování konstantní vzájemné vzdálenosti přibližně 50 Hz. Rychlost frekvenčního driftu ležela v rozmezí 1 až 8 Hz/s a nebyla nutně konstantní po celou dobu trvání události.

4. Všechny události byly pozorovány během velmi nízké úrovně geomagnetické aktivity.

2.3 Elektromagnetické efekty spojené se seismickou aktivitou

2.3.1 Historický přehled

Elektrické a magnetické perturbace jsou se seismickou aktivitou spojovány již poměrně dlouho (*Milne*, 1890). Až do nedávné doby však těmto jevům nebyla věnována přílišná pozornost, jelikož prováděná měření nebyla příliš průkazná ani dobře dokumentovaná. Toto se změnilo počátkem osmdesátých let, kdy byly otištěny dva články (*Gokhberg a kol.*, 1982; *Warwick a kol.*, 1982), které nastartovaly zvýšený zájem o elektromagnetické efekty spojené se seismickou aktivitou. Studium těchto efektů je přitom velmi významné především z hlediska možného uplatnění, jelikož jejich existence se předpokládá již několik dní/hodin před vlastním otřesem, a existuje tedy reálná možnost jejich využití pro krátkodobé předpovědi.

Je ovšem nutné přistupovat ke studiu těchto efektů se značnou opatrností – předpokládaná intenzita signálů je velice nízká a například i jejich pouhá existence je přijímaná jen částí vědecké komunity. Problémem je především prakticky nulová reprodukovatelnost měření a s tím spojená možnost, že elektromagnetické efekty pozorované během jednotlivých událostí jsou zapříčiněny jinými než seismickými vlivy. Zřejmě jediná možnost prokázání existence těchto jevů tedy spočívá ve statistické studii zahrnující velké množství zemětřesení. Veškeré pokusy o takovouto systematickou analýzu však až doposud narážely na nízký počet zkoumaných událostí a s tím spojenou velkou směrodatnou odchylku, zpravidla větší nebo srovnatelnou s velikostí měřených anomálií.

Samostatným problémem jsou pak teoretické modely vzniku a chování pozorovaných anomálií. Ačkoli existuje několik hypotéz a možných generačních mechanismů, jedná se spíše jen o střípky sloužící pouze k řádovým odhadům, které v žádném případě nelze považovat za ucelenou teorii.

Dobrou přehledovou publikací o elektromagnetických jevech spojených se seismickou aktivitou je například (*Parrot*, 1995).

2.3.2 Přípravná zóna zemětřesení

Již pozorování ze sedmdesátých let ukazovala, že změny v zemské kůře v souvislosti se seismickou aktivitou nejsou pozorovány zdaleka jen v místě zemětřesení, ale v oblasti o řádově větších rozměrech. Studium tohoto jevu vedlo k zavedení pojmu tzv. přípravné zóny zemětřesení (earthquake prepa-

ration zone), jejíž rozměry odhadl *Dobrovolsky a kol.* (1979) vztahem:

$$\rho = 10^{0.43M} \text{ km}, \tag{2.28}$$

kde ρ je poloměr přípravné zóny zemětřesení a M jeho magnituda. Později byly navrženy i další, přesnější, vztahy pro výpočet velikosti přípravné zóny, rozdíly ve výsledcích jsou však již nepatrné. Pro naše účely spočívá hlavní význam přípravné zóny zemětřesení v možnosti jejího využití pro odhad očekávaných rozměrů oblasti ovlivněné seismickou aktivitou.

2.3.3 Pozemní pozorování

Pozemní pozorování elektromagnetických jevů v souvislosti se seismickou aktivitou jsou poměrně četná (důvodem je mimo jiné relativně nízká náročnost na použité technické prostředky). Jejich základní nevýhodou je možnost analýzy pouze jednotlivých událostí, principiálně znemožňující jakoukoli obsáhlejší statistickou studii. Nespornou výhodou je naopak možnost umístění většího počtu senzorů na jednom místě a často velmi detailní znalost lokálního podloží, umožňující podrobnou analýzu pozorovaných jevů.

Gokhberg a kol. (1982) popsali několik pozorování elektromagnetických emisí, které předcházely zemětřesením v Japonsku. Intenzita emisí, měřená úzkopásmovým přijímačem s centrální frekvencí 81 kHz, rostla přibližně 45 minut před vlastním otřesem a prudce klesala ihned po jeho skončení.

Tate a Daily (1989) pozorovali v datech z přijímačů umístěných podél zlomu San Andreas dva druhy anomálií v souvislosti se seismickou aktivitou. První z nich byla snížená intenzita detekovaných elektromagnetických vln trvající až několik hodin, druhou pak velmi krátce trvající intenzivní emise ve frekvenčním rozsahu 10 až 100 kHz.

Často jsou rovněž používány antény umístěné do podzemních komůrek (borehole antennas), aby se minimalizoval efekt rušivých vlivů (*Fujinawa a Takahashi*, 1990). *Fujinawa a Takahashi* (1998) stanovili předpokládané prahy pozorovaných intenzit a ukázali, že frekvence výskytu výjimečně silných pulzů se zdá být korelována se seismickou aktivitou. Ve stejné práci rovněž identifikovali dva zdroje těchto pulsů: jeden má ležet v blízkosti epicentra, druhý pak v ionosféře nad ním.

Fujiwara a kol. (2004) studovali šíření vysokofrekvenčních elektromagnetických vln v atmosféře. Na základě dlouhodobějších měření charakteristik šíření definovali kritéria pro „anomálii“ a ukázali, že počet těchto anomálií je výrazně zvýšen v rozmezí pěti dnů před zemětřeseními s magnitudou větší než 4.8.

Asada a kol. (2001) se zabývali elektromagnetickými signály ve frekvenčním rozsahu od 1 do 10 kHz. Zajímavým aspektem jejich práce je, že se při

identifikaci seismických emisí a jejich oddělení od běžného přírodního pozadí nespoléhali pouze na časovou korelaci s vlastním otřesem, ale rovněž určovali směr jejich příchodu a vybírali jen ty, které dorazily ze směru od epicentra. Ve své práci ukazují, že takto vybrané signály mají maximální četnost výskytu 1 až 4 dny před zemětřeseními o magnitudách 4 – 6.

2.3.4 Pozorování v ionosféře

Hlavní nevýhodou pozorování v ionosféře je zřejmě výrazně složitější teoretická stránka problému: signál, generovaný (s největší pravděpodobností) v místě epicentra, se musí prošířit přes několik různých prostředí až do místa detekce. To může výrazně změnit jak jeho intenzitu, tak i jeho vlastní povahu. Výhodou je naopak relativně snadná proveditelnost statistické studie, jelikož počet zemětřesení, nad nimiž družice přelétá, je obvykle poměrně velký. Vyhodnocení měřených dat je ale obecně mnohonásobně těžší než v případě pozorování pozemních.

Hayakawa a kol. (2000) popisují možné metody satelitních pozorování nejrůznějších efektů spojených se seismickou aktivitou. Navrhují rovněž kombinování družicových a pozemních měření jako velmi užitečného prostředku pro studium a pochopení seismo-elektromagnetických jevů.

Larkina a kol. (1989) analyzovali data celkem ze 150 orbitů družice Interkosmos 19 kolem Země, během nichž se vyskytlo 39 zemětřesení s požadovanými parametry. Těmi byla dostatečně velká magnituda ($M > 5.5$), malá hloubka ($h < 60$ km) a poloha na nízkých geomagnetických šířkách ($\Phi < 45°$). Výsledky ukazují zvýšenou intenzitu nízkofrekvenčních (0.1 – 16 kHz) elektromagnetických emisí v době, kdy družice přelétávala nad epicentrem. Rozměry ovlivněné oblasti jsou odhadnuty na $\pm 60°$ geografické délky a $\pm 2°$ geografické šířky.

To je v poměrně dobré shodě s jinou studií (*Molchanov a kol.*, 1993), která popisuje analýzu elektrických dat družice Interkosmos 24 ve frekvenčním rozsahu od 8 Hz do 15 kHz. Do studie bylo zahrnuto celkem 180 orbitů, jež se vyskytly v časovém intervalu ± 48 hodin od 24 poměrně velkých zemětřesení ($5.2 < M < 6.1$). Měřené amplitudy byly zkoumány pro interval invariantních šířek $\pm 10°$ okolo invariantní šířky epicentra a pro všechny délky. Celkem byly pozorovány dva druhy emisí, které je možno spojovat se seismickou aktivitou. První z nich jsou emise na frekvencích menších než 1 kHz lokalizované v oblasti zemětřesení ($\pm 4°$ invariantní šířky, $\pm 20°$ délky). Druhým typem jsou pak emise na vyšších frekvencích (10–15 kHz) a vyskytující se na větší oblasti ($\pm 5°$ invariantní šířky, $\pm 180°$ délky). Jako možné vysvětlení obrovských délkových rozměrů ovlivněné oblasti byl uveden drift nabitých částic.

Zcela opačné výsledky však obdržel *Parrot* (1994b) po prozkoumání dat

z AUREOLU 3. Po analýze magnetických i elektrických dat v rozmezí ± 24 hodin od celkem 325 zemětřesení s magnitudou větší než 5.0 došel k závěru, že oblast ovlivněná seismickou aktivitou (tj. oblast, ve které je pozorován vzrůst intenzity), je protažená ve směru invariantní šířky a nikoli délky (délkové rozměry menší než $10°$, ovlivněny všechny zkoumané invariantní šířky: $\Delta\Phi = \pm 45°$). Efekt nebyl pozorován na frekvencích vyšších než 800 Hz a rovněž nebyl pozorován v datech z měření střídavého elektrického pole.

Kritickou studii založenou na datech družice ISIS 2 předložili *Rodger a kol.* (1996). Prozkoumali data v okolí celkem 39 zemětřesení a porovnali je s množinou tzv. „kontrolních orbitů", tj. orbitů při kterých družice přelétala nad místem zemětřesení v době, kdy již/ještě bylo možno pokládat měřená data za zemětřesením zcela jistě neovlivněná. Nenalezli však žádné známky anomálních efektů před, v době, ani po skončení vlastního otřesu.

Další pozorování elektromagnetických efektů v ionosféře (pravděpodobně) spojených se seismickou aktivitou jsou popsána například v pracích *Parrot a Mogilevsky* (1989); *Sebryakova a kol.* (1992); *Molchanov* (1998). Jedná se však spíše o izolovaná pozorování, nedosahující úplnosti a systematičnosti výše popsaných prací.

2.3.5 Možné mechanismy generování

Co se týče vysvětlení pozorovaných jevů, bylo vytvořeno několik různých teorií a modelů (v některých případech podpořených laboratorními experimenty). Žádná z nich však (dle našeho názoru) není zcela úplná, konzistentní a vysvětlující všechny pozorované aspekty. Představme si zde velmi stručně alespoň tři základní:

Vznik elektromagnetických signálů v litosféře

Tento, zdánlivě nejjednodušší a nejpřímočařejší model, spočívá v generaci elektromagnetických signálů přímo v litosféře (v přípravné zóně zemětřesení) a jejich následném šíření do ionosféry.

Možnosti vzniku elektromagnetických emisí během seismické aktivity jsou teoreticky rozebrány například v *Molchanov a Hayakawa* (1998). Nověji pak *Frid a kol.* (2003) kombinují teoretický popis s přesnými laboratorními experimenty.

Šířením již vygenerovaných elektromagnetických emisí do ionosféry se detailně zabývají *Molchanov a kol.* (1995). Dochází k závěru, že efekty by v ionosféře měly být pozorovatelné jen pro povrchová zemětřesení (hloubka méně než 30 km) o velkých magnitudách ($M > 5 - 6$). Rozměry ovlivněné oblasti pak odhaduje na 100 až 200 kilometrů.

Šíření akusticko-gravitačních vln z epicentra do ionosféry

Možnost vzniku akusticko-gravitačních vln (acoustic-gravity waves, AGW) v přípravné fázi zemětřesení díky plynům uvolňovaným na povrch je diskutována například v *Mareev a kol.* (2002). Podle *Pulinets* (2004) postrádá však tato teorie výraznější experimentální podporu.

Jakmile jsou akusticko-gravitační vlny vygenerovány, řídí se jejich chování běžnými hydrodynamickými rovnicemi. Důležitým závěrem ohledně jejich šíření pak je, že díky měnící se hustotě atmosféry (která klesá s výškou) a zákonu zachování energie roste amplituda AGW s výškou. Kromě toho studium disperzní relace ukazuje, že se vlny nešíří zcela kolmo k povrchu, ale spíše šikmo.

Vliv stejnosměrného elektrického pole na ionosféru

Tato teorie je v současné době částí vědecké komunity považována za nejperspektivnější (*Pulinets*, 2004). Jejím základem jsou poměrně silná (od několika desítek až po 100-150 V/m) kolmá elektrická pole pozorovaná na zemském povrchu v oblasti epicentra (*Grimalsky a kol.*, 2003), která pronikají do ionosféry a ovlivňují vlastnosti celého regionu (tzv. litosphere-ionosphere coupling). *Rapoport a kol.* (2004) ukázal, že v rozsahu výšek 60–70 kilometrů nad zemským povrchem mohou takováto elektrická pole způsobit změny elektronové teploty v řádu $40-60\%$ a změny elektronové koncentrace v řádu $25-40\%$. *Sorokin a kol.* (2001) popisují celou sérii na sebe navazujících jevů, které mohou nastat v souvislosti se seismickou aktivitou, a odhadují jejich případný efekt na ionosféru.

Kapitola 3

Cíle práce

Předkládaná práce využívá jedinečný soubor dat získaný nově vypuštěnou družicí DEMETER (viz kapitola 4) a pečlivé systematické analýzy k zodpovězení některých základních otázek týkajících se efektů v ionosféře vyvolaných a) zářením elektrické sítě a b) seismickou aktivitou.

V případě záření elektrické sítě se jedná především o otázky spojené s případy PLHR (Power Line Harmonic Radiation):

- Za jaké úrovně geomagnetické aktivity vznikají PLHR nejčastěji?
- Odpovídá skutečně frekvenční vzdálenost pozorovaných spektrálních čar základní frekvenci elektrické sítě v pravděpodobném místě generování?
- Souvisí frekvence, na které jsou čáry pozorovány, nějak s touto základní frekvencí?
- Na čem závisí intenzita pozorovaných událostí PLHR?
- Jsou události PLHR skutečně elektromagnetickými emisemi? V jakém vlnovém módu se šíří?

V případě efektů vyvolaných seismickou aktivity:

- Jakým způsobem lze odlišit slabé efekty spojené se seismickou aktivitou od přírodního pozadí?
- Existuje skutečně prokazatelná korelace mezi seismickou aktivitou a intenzitou elektromagnetických vln pozorovaných v ionosféře?

- Pokud ano, na čem závisí síla těchto efektů, jaké je jejich frekvenční spektrum a jaké jsou rozměry ovlivněné oblasti?

Kapitola 4

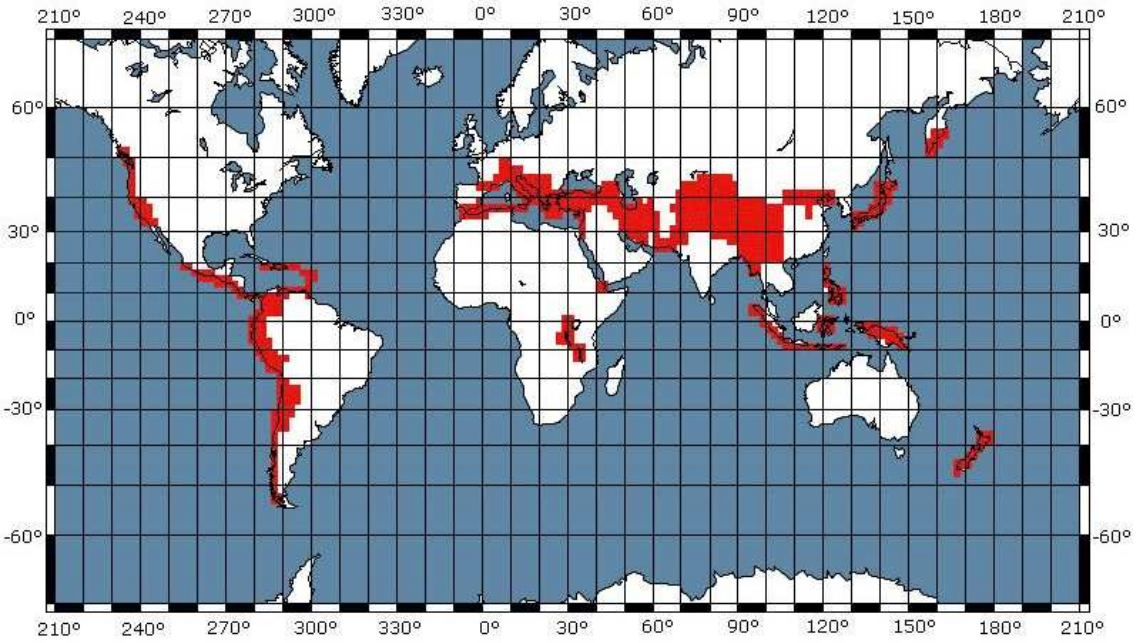
Zdroj dat

4.1 Obecný popis družice DEMETER

Zdrojem dat použitým v této práci jsou měření uskutečněná nově vypuštěnou francouzskou družicí DEMETER (Detection of Electro-Magnetic Emissions Transmitted from Earthquake Regions). DEMETER je mikrosatelit s hmotností 130 kg řízený francouzskou vesmírnou agenturou (CNES - Centre National d'Etudes Spatiales) ve spolupráci s laboratoří LPCE/CNRS (Laboratoire de Physique et Chemie de l'Environnement / Centre National de la Recherche Scientifique) v Orléans. Vypuštěna byla 29. června 2004, plánovaná doba provozu je dva roky. Pohybuje se po nízké oběžné dráze ve výšce přibližně 710 km a se sklonem 98°. Za jeden den vykoná 14 oběhů kolem Země.

Družice je určena v prvé řadě ke studiu ionosférických efektů souvisejících se seismickou aktivitou a k prozkoumání jevů, které je provázejí. Mezi další cíle projektu pak patří výzkum poruch v ionosféře vyvolaných lidskou činností a poskytnutí globálních informací o elektromagnetickém okolí Země. V ideálním případě by družice rovněž mohla pomoci při objasnění mechanismů všech těchto jevů.

DEMETER pracuje ve dvou operačních módech. V prvním z nich, takzvaném „Survey" módu, sbírá data nad celým povrchem Země. Ta jsou předzpracována na palubě družice takovým způsobem, že celkový datový tok je redukován na 25 kb/s. Ve druhém, „Burst" módu, jsou sbírána podrobnější data a celkový datový tok činí 1,7 Mb/s. Implicitně je tento mód aktivní nad seismickými oblastmi (viz obr. 4.1), načasování je však možno v případě potřeby změnit. Naměřená data jsou ukládána do operační paměti na palubě družice, odkud jsou dvakrát denně vysílána do přijímací stanice v Toulouse. Vlastní řídící centrum mise je pak umístěno v LPCE/CNRS Orléans.



Obrázek 4.1: Mapa světa s vyznačenými seismickými oblastmi, kde družice implicitně pracuje v „Burst“ módu.

4.2 Přístrojové vybavení

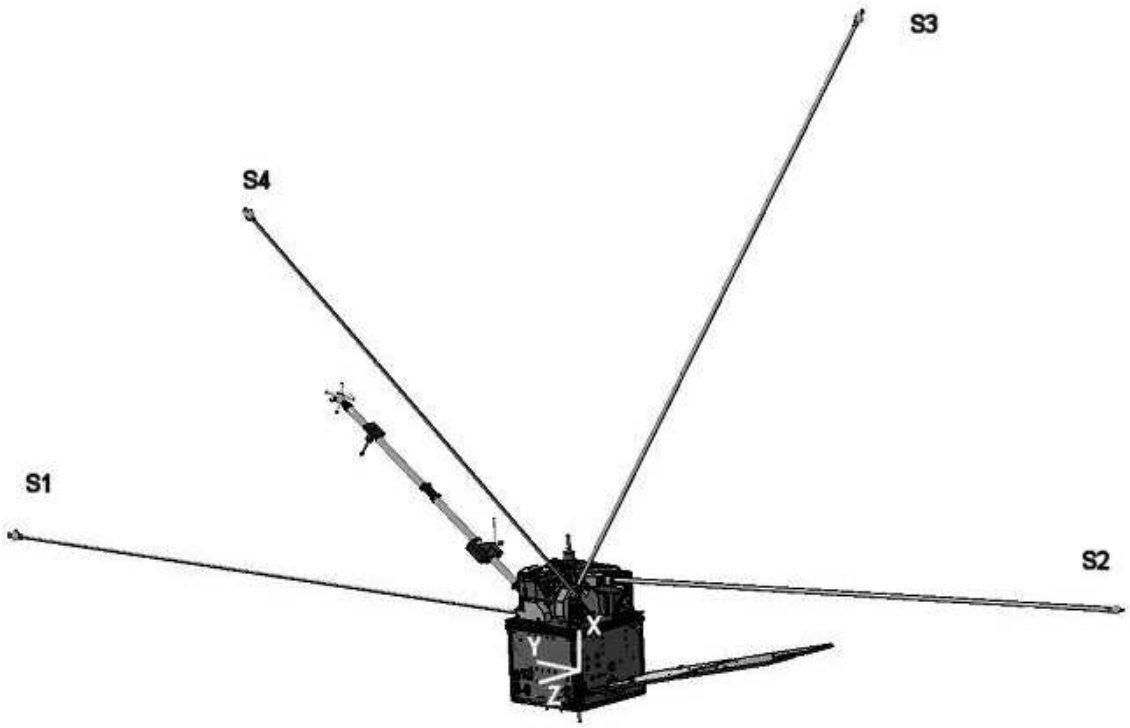
Přístroje, kterými je družice vybavena, umožňují měření šesti složek elektromagnetického pole v širokém intervalu frekvencí a určení parametrů plazmatu jako je iontové složení, elektronová teplota a hustota a tok energetických elektronů. Celkem se jedná o pět přístrojů napojených na řídící elektronický blok BANT (Boîtier d'Acquisition, de Numérisation et de Traitment) obstarávající zpracování a výměnu dat:

- ICE (Instrument Champ Electrique) - čtyři elektrické senzory umožňující měření od stejnosměrných napětí až po 3,5 MHz
- IMSC (Instrument Magnétomètre Search Coil) - tři magnetické senzory umožňující měření od několika Hz po 18 KHz
- IAP (Instrument Analyseur de Plasma) - iontový analyzátor
- IDP (Instrument Détecteur de Particules) - detektor energetických částic
- ISL (Instrument Sonde de Langmuir) - Langmuirova sonda

První dva, sloužící pro měření elektromagnetického pole (*Berthelier a kol.*, 2006; *Parrot a kol.*, 2006), které budeme v naší práci používat, si nyní popíšeme podrobněji.

4.2.1 ICE experiment

Experiment ICE se skládá ze čtyř senzorů, předzesilovačové elektroniky a přidružené elektroniky v modulu BANT. Změřením potenciálového rozdílu mezi dvěma senzory je možno určit složku elektrického pole ve směru definovaném jejich spojnicí. Použitím různých párů senzorů lze takto stanovit všechny tři komponenty elektrického pole. Elektronika zahrnuje jednak analogovou část se sadou filtrů a zesilovačů ke zpracování analogových signálů ze senzorů a jednak část digitální, určenou k digitalizaci vlnové formy, výpočtu výkonových spekter a obsluze paměti.



Obrázek 4.2: Poloha ICE senzorů na družici. Souřadný systém družice je definován v dodatku A.2

Definována jsou čtyři frekvenční pásma:

- DC / ULF (Direct Current / Ultra Low Frequency) – frekvenční rozsah 0 – 15 Hz
- ELF (Extra Low Frequency) – frekvenční rozsah 15 Hz – 1 kHz
- VLF (Very Low Frequency) – frekvenční rozsah 15 Hz – 17.4 kHz
- HF (High Frequency) – frekvenční rozsah 10 kHz – 3.175 MHz

V závislosti na frekvenčním pásmu a módu družice (přístroje) jsou data uchovávána v paměti jako vlnové formy nebo jako výkonová spektra.

Čtyři senzory, na obrázku 4.2 nazvané S1, S2, S3 a S4, jsou tvořeny sférickými hliníkovými elektrodami o průměru 60 mm, které jsou umístěny na 4 metry dlouhých vysunovacích anténách. Takto velká délka antén a jejich správná orientace způsobuje dostatečný odstup senzorů od elektronických systémů družice a „stopy“, kterou družice zanechává v plazmatu za sebou. Rušení z nich pocházející by tedy měla být zanedbatelná. Signály ze senzorů jsou kombinovány tak, aby poskytly tři komponenty elektrického pole. Konkrétně jsou pak používány tyto konfigurace:

- $E_{12} = S_1 - S_2$ (přibližně odpovídá směru osy Y družice, viz dodatek A.2)
- $E_{34} = S_3 - S_4$ (přibližně odpovídá směru osy Z družice, viz dodatek A.2)
- $E_R = E_{13} = S_1 - S_3$

Je vidět, že senzory S_1 a S_3 se používají k určení dvou komponent elektrického pole. Aby se minimalizovaly problémy při případném selhání jednoho z nich, existuje možnost nahradit je při výpočtu komponenty E_R senzorem S_2, resp. S_4. Komponenty E_{12} a E_{34} jsou tedy určovány vždy (nezávisle na stavu senzorů), komponenta E_R však může být změněna na $E_{23} = S_2 - S_3$ (pokud senzor S_1 selže), resp. na $E_{14} = S_1 - S_4$ (pokud selže senzor S_3).

Způsob zpracování naměřených dat, stejně jako jejich uložení v palubní paměti, je závislý na frekvenčním rozsahu a na módu, ve kterém se družice nachází („Burst“ nebo „Survey“); v menší míře pak záleží i na podmódu přístroje ICE.

DC a ULF rozsah

Nezávisle na módu družice jsou signály ze všech čtyř senzorů filtrovány a zesíleny ve frekvenčním pásmu 0 – 15 Hz, dále digitalizovány s přesností 16 bitů a uloženy do palubní paměti. Tento frekvenční rozsah však v předkládané práci používat nebudeme.

ELF rozsah

Tři komponenty elektrického pole v rozsahu ELF, které se používají k určení detailních charakteristik šíření elektromagnetických vln, jsou k dispozici pouze v módu „Burst“. Jsou filtrovány a zesíleny ve frekvenčním pásmu 15 Hz – 1 kHz, dále digitalizovány s přesností 16 bitů a uloženy do palubní paměti.

VLF rozsah

Je zpracovávána pouze jedna komponenta elektrického pole. V implicitní konfiguraci se jedná o komponentu E_{12}, ale je možno ji v případě potřeby zaměnit (pomocí příkazu vyslaného z řídícího centra) za některou ze zbývajících dvou komponent (E_{34} nebo E_R).

Vlnová forma elektrického pole je filtrována a zesílena ve frekvenčním pásmu 15 Hz – 17.4 kHz, následně digitalizována s přesností 16 bitů. Dále je spočítáno výkonové spektrum, jehož frekvenční a časové rozlišení je závislé na módu, ve kterém se nachází družice a přístroj ICE.

V „Survey“ módu je do paměti ukládáno jen výkonové spektrum. V závislosti na podmódu, ve kterém se přístroj nachází, pak existují tři typy spekter, přehledně shrnuté v tabulce 4.1.

Typ spektra	N_f	Δf	Δt	t_{ave}	f_{ave}
Typ 0	1024	19.531 Hz	2.048 s	40	1
Typ 1	1024	19.531 Hz	0.512 s	10	1
Typ 2	256	78.125 Hz	2.048 s	40	4

Tabulka 4.1: Typy spekter přístroje ICE v módu „Survey“, rozsah VLF (typ spektra, počet frekvencí ve spektru, frekvenční rozlišení, časové rozlišení, počet průměrovaných spekter a počet průměrovaných frekvencí).

V „Burst“ módu je do paměti ukládána jak vlnová forma, tak výkonové spektrum, jehož frekvenční a časové rozlišení odpovídá typu 0 v módu „Survey“.

HF rozsah

Je zpracovávána stejná komponenta elektrického pole jako v rozsahu VLF. Vlnová forma je filtrována a zesílena ve frekvenčním pásmu 10kHz – 3.175 MHz, následně digitalizována s přesností 8 bitů. Tento frekvenční rozsah však v předkládané práci používat nebudeme.

4.2.2 IMSC experiment

Experiment IMSC se skládá ze tří ortogonálně umístěných pulzačních (search-coil) magnetometrů. Všechny tři magnetometry jsou zapouzdřeny do jednolité struktury optimalizované pro minimální hmotnost (430 g). Tato jednotka je umístěna ve vzdálenosti 1.9 m od vlastní družice, aby byla omezena rušení a interference. Předzesilovač se nachází ve vzdálenosti 80 cm od jednotky. Jeho úkolem je zesílit signály z magnetometrů před filtrací a následnou analogově-digitální konverzí (rozlišení 16 bitů).

Pro kontrolu správnosti měření jednotlivých magnetometrů může být spuštěna kalibrační sekvence (běžně probíhá v pravidelných intervalech 4, 8 nebo 12 minut, v závislosti na nastavení). Během této sekvence je na vstup vysílán součet dvou sinusoidálních funkcí o frekvencích 625 Hz a 10 kHz. Doba trvání kalibrační sekvence je 1 sekunda během „Burst“ módu, resp. 4 sekundy během „Survey“ módu.

Zbytek je podobný jako v případě experimentu ICE (viz odstavec 4.2.1), s tím rozdílem, že jsou definována pouze dvě frekvenční pásma, a to ELF (Extra Low Frequency) a VLF (Very Low Frequency).

4.3 Úrovně zpracování dat

Naměřená data jsou zpracovávána ve třech základních úrovních, nazývaných Level 0, Level 1 a Level 2. Level 0 odpovídá přímo změřeným experimentálním datům, ještě před kalibrací. Data spadající do Level 1 jsou již kalibrována, převedena do fyzikálních jednotek a uložena v podobě datových souborů. Level 2 konečně odpovídá obrázkům z těchto datových souborů generovaným.

Kromě těchto tří úrovní existuje ještě úroveň čtvrtá, nazývaná „Level 3 Data Processing“, do které spadají programy běžící přímo v kontrolním centru družice v Orléans (viz odstavec 5.1.4).

4.4 Použitá data

Obecně lze říci, že jsme pro účely naší práce používali jak elektrická, tak magnetická data. Kde to jen bylo možné (mapy elektromagnetických emisí, statistická studie efektů spojených se seismickou aktivitou), používali jsme mód „Survey“ ve frekvenčním rozsahu VLF, výhodný především kvůli tomu, že měření v něm prováděná pokrývají celý povrch Země (s výjimkou aurorálních oblastí).

Jediným případem, kdy pro nás byl mód „Survey“ zcela nevyhovující a byli jsme nuceni užít módu „Burst“, se ukázalo být studium událostí PLHR. Důvodem bylo nízké frekvenční rozlišení spektrogramů počítaných na palubě družice (20 nebo 80 Hz). Pro studium jsme opět používali v převážné míře frekvenční rozsah VLF. V případě, že se ovšem studovaná událost nachází na dostatečně nízké frekvenci, je výrazně výhodnější použití frekvenčního rozsahu ELF, ve kterém máme k dispozici údaje o všech třech elektrických a třech magnetických komponentách elektromagnetického pole.

Kapitola 5

Metody analýzy

5.1 Automatická identifikace PLHR

5.1.1 Úvodem

Jevů, které je možno klasifikovat jako PLHR, se v naměřených datech vyskytuje velice málo. Pro jejich systematickou studii je však zapotřebí mít k dispozici poměrně velkou databázi těchto událostí, tedy hledat je ve velkém množství dat. Manuální procházení naměřených dat a hledání případů PLHR by bylo vzhledem k jejich množství velice zdlouhavé a nepraktické, ne-li přímo nemožné. Rozhodli jsme se tudíž vytvořit proceduru umožňující automatickou identifikaci možných výskytů PLHR počítačem. Tyto – programem nalezené – potenciální výskyty poté projdeme ručně a rozhodneme, zda se skutečně jedná o PLHR nebo o „planý poplach“.

Namísto hledání skupiny rovnoběžných driftujících intenzivních „čar“ ve frekvenčně-časovém spektrogramu se zaměříme na hledání „čáry“ jediné. Využíváme přitom faktu, že takováto čára se téměř nevyskytuje jinde než právě v jevech spojených s PLHR. Výjimkou by snad mohly být pouze jevy způsobené interferencemi (rušícími signály pocházejícími ze zařízení na družici), které však nevykazují frekvenční drift a především se vyskytují vždy na stejných, známých, frekvencích.

Při procesu identifikace používáme elektrická data získaná během módu „Burst“ ve frekvenčním pásmu VLF. Použití módu „Burst“ je zde nutností, jelikož jen v něm máme k dispozici vlnové formy nutné pro identifikaci (spektrogramy, které jsou automaticky počítány na palubě družice, mají v pásmu VLF frekvenční rozlišení 20 nebo 80 Hz – viz sekce 4.2.1 – a jsou tedy pro naše účely identifikace úzké (driftující) „čáry“ zcela nevhodné). Hlavním důvodem pro použití elektrických dat bylo, že obsahují výrazně méně interferencí než data magnetická. Dalším důvodem je pak hypotetická mož-

nost, že (některé) emise PLHR jsou elektrostatické, a tudíž nevyskytující se v magnetickém spektru.

5.1.2 Popis algoritmu

Data jsou uložena v podobě vlnových forem, ale pro potřeby identifikace potřebujeme znát výkonová spektra v jednotlivých časových okamžicích. Za tímto účelem provádíme diskrétní Fourierovu transformaci (DFT) s délkou 8192 bodů. Používáme padesátiprocentní překryv (overlapping) a pro snížení statistické chyby spektra vždy sedm po sobě jdoucích spekter průměrujeme. Výsledkem je časově-frekvenční spektrogram s frekvenčním rozlišením 5 Hz a časovým rozlišením 0.8 s. Tyto parametry Fourierovy transformace se zdají být dobrým kompromisem mezi požadovaným frekvenčním rozlišením (identifikace úzkých „čar“ se vzájemnou vzdáleností okolo 50 Hz), časovým rozlišením (očekávaný drift v řádu několika Hz za sekundu) a náhodnou chybou spektra.

Vlastní algoritmus se pak skládá ze dvou základních, cyklicky opakovaných, kroků:

1) Nalezení intenzivních frekvencí spektra v daném časovém okamžiku

Omezíme se pouze na frekvenční interval 500 až 4000 Hz, jelikož mimo tento interval se události PLHR prakticky nevyskytují (viz kapitola 2.2). Výkonové spektrum platné pro daný časový okamžik pak procházíme v tomto frekvenčním intervalu tak, že vždy uvažujeme skupinu N po sobě jdoucích bodů ($N = 40$, tj. interval přibližně 200 Hz), v rámci které hledáme frekvence, na kterých je intenzita výrazně větší než ve zbytku skupiny. Pro potlačení případného systematického trendu celé skupiny (například intenzita monotónně klesající s frekvencí) nafitujeme celou skupinu polynomem vhodného stupně:

$$P_n(x) = \sum_{i=0}^{n} a_i x^i \tag{5.1}$$

kde x je index bodu ve skupině a n stupeň fitovaného polynomu. Před vlastním vyhodnocováním, na kterých indexech právě studované skupiny je intenzita výrazně vyšší než v jejím zbytku, pak hodnoty tohoto polynomu odečteme (s výjimkou konstanty, která zaručuje správnou velikost hodnot výkonových hustot):

$$PSD'(x) = PSD(x) - P_n(x) + a_0 \tag{5.2}$$

kde $PSD(x)$ je původní spektrální výkonová hustota odpovídající indexu x skupiny, $PSD'(x)$ je nová (upravená) spektrální výkonová hustota v daném indexu a a_0 je koeficient fitovaného polynomu, který vyjadřuje střední velikost spektrální výkonové hustoty v dané skupině.

Jako body s intenzitou výrazně vyšší, než odpovídá zbytku skupiny, pak označíme ty body, které průměr intenzit skupiny převyšují o více než vhodný násobek standardní směrodatné odchylky:

$$PSD'(x) > E[PSD'] + k\sqrt{D[PSD']} \tag{5.3}$$

kde E značí střední hodnotu (první moment), D disperzi (druhý moment) a k je konstanta vyjadřující onen vhodný násobek. Protože zřejmě $E[PSD'] = a_0$, je možno tento vztah dále upravit na:

$$PSD(x) - P_n(x) > k\sqrt{D[PSD']} \tag{5.4}$$

Uvažovanou skupinu N bodů postupně posouváme (od nejnižších frekvencí k vyšším) a pro její každou polohu provádíme výše popsanou identifikaci indexů s relativně vysokou spektrální výkonovou hustotou. Takto postupujeme, dokud neprojdeme celý uvažovaný frekvenční interval. Posouvání přitom probíhá vždy po jednom bodě, tj. nová a stará skupina se až na jediný bod zcela překrývají.

2) Prodloužení současných nalezených „čar“ do dalšího časového intervalu

Každý bod nalezený postupem popsaným v minulém kroku je považován za potenciální začátek nové „čáry“. Kromě toho je však zřejmě nutné mít k dispozici postup, jak prodloužit „stávající čáry“ (tj. ty nalezené v minulých krocích) do nového časového intervalu.

U každé nalezené „čáry“ proto evidujeme nejen počáteční čas jejího výskytu a frekvenci, na které byl její začátek pozorován, ale dále ukládáme i informace o jejím odhadovaném minimálním a maximálním frekvenčním driftu (ačkoli je frekvenční drift teoreticky popsán jediným číslem, není jej možné vzhledem ke konečné délce „čáry“ a omezenému frekvenčnímu rozlišení určit, musíme se spokojit s jeho spodním a horním odhadem). Prodlužování „stávajících čar“ do dalšího časového intervalu pak probíhá tak, že porovnáváme nově nalezené indexy frekvencí s intenzivními emisemi s indexy, které by odpovídaly prodloužení „čar“ evidovaných v paměti. Pokud se tyto indexy shodují, pokračuje daná „čára“ i v následujícím časovém intervalu. Přepočítáme tedy minimální a maximální drift, který jí odpovídá, a nadále

ji evidujeme v paměti. Pokud neexistuje žádný aktuálně nalezený index odpovídající prodloužení dané „čáry“, je tato ukončena a doba jejího trvání je porovnána s minimální dobou trvání vyžadovanou pro události PLHR. Jestliže trvá dostatečně dlouho, nalezli jsme událost odpovídající zadaným kritériím, tedy událost s možným výskytem PLHR. V opačném případě je „čára“ vymazána z paměti jako nevyhovující a v dalším běhu se k ní program již nevrací.

5.1.3 Nastavení parametrů identifikace

Jak je zřejmé z výše uvedeného popisu, použitý algoritmus v sobě zahrnuje několik konstant, jejichž správné nastavení je pro optimální funkci zcela klíčové. Jejich hledání jsme provedli pomocí testovací množiny dat, přičemž jsme požadovali, aby program pozitivně identifikoval veškeré PLHR události, které se v této množině vyskytovaly, a zároveň aby počet nesprávně identifikovaných případů byl co nejmenší. Jelikož je počet přirozeně se vyskytujících PLHR emisí velice nízký, bylo nutné tyto události uměle generovat, aby jich námi použitá testovací množina obsahovala dostatečný počet. Generování probíhalo tak, že jsme do běžného, náhodně zvoleného, datového souboru, který sloužil jen jako zašuměné pozadí, přidali navíc data odpovídající výskytu PLHR. Celkem jsme pomocí tohoto postupu získali testovací množinu, která obsahovala jak dostatečný počet dat obsahujících události PLHR (i když uměle generované), tak i dostatečný počet dat bez PLHR.

Hledání konstant probíhalo z větší části zkusmo, přičemž byly využívány výpisy hodnot jednotlivých proměnných ke sledování chování programu a následným úpravám. Výsledkem byly následující hodnoty hledaných parametrů a ideální běh programu na testovací množině dat:

- počet bodů ve skupině: $N = 40$
- stupeň prokládaného polynomu: $n = 3$
- vhodný násobek standardní směrodatné odchylky: $k = 2.5$
- minimální doba trvání „čáry“: $t = 5.0$ s

5.1.4 Technická realizace: Level 3 data processing

Algoritmus pro automatickou identifikaci PLHR jsme implementovali v programovacím jazyce IDL (Interactive Data Language). Aby bylo možné zajistit přímý přístup ke všem datovým souborům družice DEMETER, které jsou za normálních okolností k dispozici pouze přes webovské rozhraní, bylo nutné

náš program spouštět přímo v řídícím centru v Orléans. Počet programů, které mohou takto běžet (tzv. Level 3 Data processing), je velice limitován, a již samotné zařazení našeho programu mezi ně je velkým úspěchem.

5.2 Zpracování jednotlivých událostí PLHR

Předpokládejme, že máme k dispozici data události PLHR (v našem případě naměřená během „Burst“ módu a získaná postupem popsaným v kapitole 5.1). Jakým způsobem je možné událost dále zpracovat? Odpověď na tuto otázku bude do značné míry záviset na tom, jaká data máme k dispozici, tedy na tom, na jakých frekvencích se zkoumaná událost PLHR vyskytuje. Vždy budeme mít data jedné elektrické a jedné magnetické komponenty elektromagnetického pole (VLF rozsah), na frekvencích v pásmu ELF pak budeme mít k dispozici data všech šesti komponent (více viz sekce 4.2.1). Obě možnosti tedy rozebereme zvlášť.

Pokud máme k dispozici jedinou komponentu elektrického a jedinou komponentu magnetického pole, neexistuje příliš možností složitější analýzy událostí a prakticky jediným možným přístupem je statistické zpracování většího počtu událostí PLHR.

Pokud máme k dispozici všech šest komponent elektromagnetického pole, jedná se z hlediska studia elektromagnetických vln o ideální případ, kdy můžeme použít rozsáhlý aparát výpočetních metod. Alespoň ty základní z nich si nyní stručně představíme, podrobný popis včetně ukázkových aplikací na data změřená družicí DEMETER lze najít v *Santolík a kol.* (2006).

5.2.1 Aproximace rovinnou vlnou

Předpokládáme-li přítomnost jediné rovinné vlny na frekvenci f s vlnovým vektorem $\vec{k}$, potom můžeme vektor magnetické indukce vyjádřit s použitím komplexní symboliky jako funkci času t a polohy $\vec{x}$:

$$\vec{B}(t,x) = \Re\left\{\hat{B}(f,k)\,\exp\left[i(2\pi ft - \vec{k}\cdot\vec{x})\right]\right\} \tag{5.5}$$

kde $\hat{B}$ je komplexní amplituda magnetického pole pro danou frekvenci f a vlnový vektor $\vec{k}$. Zcela analogicky můžeme vyjádřit vektor elektrické intenzity $\vec{E}$ pomocí komplexní amplitudy elektrického pole $\hat{E}$:

$$\vec{E}(t,x) = \Re\left\{\hat{E}(f,k)\,\exp\left[i(2\pi ft - \vec{k}\cdot\vec{x})\right]\right\} \tag{5.6}$$

Dosazení do druhé Maxwellovy rovnice (Faradayova zákona):

$$\nabla\times\vec{E} + \frac{\partial\vec{B}}{\partial t} = 0 \tag{5.7}$$

pak vede na:

$$\vec{k} \times \hat{E} = 2\pi f \hat{B} \tag{5.8}$$

Zřejmě tedy komlexní amplituda magnetického pole $\hat{B}$ je vždy kolmá na vlnový vektor $\vec{k}$ a komplexní amplitudu elektrického pole $\hat{E}$:

$$\vec{k} \cdot \hat{B} = 0 \tag{5.9}$$

$$\hat{E} \cdot \hat{B} = 0 \tag{5.10}$$

Vlnový vektor $\vec{k}$ a komplexní amplitudu magnetického pole $\hat{B}$ rozepíšeme do složek:

$$\begin{aligned} \vec{k} &= (k_x, k_y, k_z) \\ \hat{B} &= \left(\hat{B}_x, \hat{B}_y, \hat{B}_z\right) \end{aligned}$$

a z rovnice (5.9) snadno odvodíme:

$$\sum_{i=1}^{3} \hat{B}_i \, \hat{B}_j^* \, k_i = 0 \qquad \text{pro } j = 1, 2, 3 \tag{5.11}$$

Zavedeme-li hermitovskou spektrální matici magnetického pole $\mathbf{S}$:

$$S_{ij} = \hat{B}_i \, \hat{B}_j^*, \tag{5.12}$$

můžeme rovnici (5.11) přepsat do tvaru:

$$\mathbf{S} \cdot \vec{k} = 0 \tag{5.13}$$

Rovnice 5.13 představuje vlastně soustavu tří koplexních rovnic, které můžeme ekvivalentně přepsat jako soustavu šesti rovnic reálných:

$$\mathbf{A} \cdot \vec{k} = \begin{pmatrix} \Re S_{xx} & \Re S_{xy} & \Re S_{xz} \\ \Re S_{xy} & \Re S_{yy} & \Re S_{yz} \\ \Re S_{xz} & \Re S_{yz} & \Re S_{zz} \\ 0 & -\Im S_{xy} & -\Im S_{xz} \\ \Im S_{xy} & 0 & -\Im S_{yx} \\ \Im S_{xz} & \Im S_{yz} & 0 \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} k_x \\ k_y \\ k_z \end{pmatrix} = 0 \tag{5.14}$$

Je nutné si uvědomit, že soustavu 5.14 je možné vynásobit jakýmkoli reálným koeficientem a nelze ji tedy použít k určení velikosti neznámého vlnového vektoru k. Určit lze pouze jeho směr. Rovněž je důležité si povšimnout, že tato soustava principiálně obsahuje pouze dvě nezávislé reálné rovnice odpovídající dvěma původním reálným rovnicím 5.9. Výhodnost tohoto „umělého“

přidání dalších rovnic se ukáže v okamžiku použití experimentálně získané magnetické spektrální matice.

Z naměřených vícesložkových signálů můžeme pomocí metod spektrální analýzy (například pomocí Fourierovy nebo waveletové transformace) odhadnout, pro danou frekvenci, komponenty experimentální komplexní amplitudy magnetického pole $\hat{B}^e$ a následně i složky experimentální magnetické spektrální matice $\mathbf{S^e}$:

$$S^e_{ij} = \left\langle \hat{B}^e_i \, \hat{B}^{e*}_j \right\rangle, \tag{5.15}$$

kde $\langle\,\rangle$ značí střední hodnotu. Soustavu rovnic 5.14 pak můžeme zapsat ve formě:

$$\mathbf{A^e} \cdot \vec{\kappa}^e = 0, \tag{5.16}$$

kde matice $\mathbf{A^e}$ je složena z reálných a imaginárních částí experimentální spektrální matice $\mathbf{S^e}$ (namísto teoretické spektrální matice $\mathbf{S}$) a $\vec{\kappa}^e$ je neznámý jednotkový vektor určující odhad směru vlnového vektoru:

$$\vec{\kappa}^e = \vec{k}^e \,/\, |\vec{k}^e| \tag{5.17}$$

Zavedeme-li sférické souřadnice θ, ϕ (úhel θ typicky měřen od směru stacionárního magnetického pole $\vec{B}_0$, azimutální úhel ϕ pak například od směru „od Země“), můžeme vyjádřit (experimentálně určený) směr vlnového vektoru jako:

$$\vec{\kappa}^e = (\,\cos\phi \sin\theta\,,\, \sin\phi \sin\theta\,,\, \cos\theta\,) \tag{5.18}$$

Neznámý jednotkový vektor $\vec{\kappa}^e$ je tedy plně určen dvěma reálnými hodnotami θ, ϕ a soustava 5.16 je soustavou přeurčenou, obsahuje celkem šest rovnic pro pouhé dvě neznámé. Všech těchto šest rovnic je totiž obecně nezávislých, což je rozdíl oproti teoretické, ideální, soustavě 5.14. Důvodem je, že matice $\mathbf{A^e}$ je tvořena z experimentálních dat, která obsahují šum a nemusí nutně odpovídat ideální rovinné vlně. Jelikož máme pouze dvě neznámé, je jakákoli podsoustava dvou nezávislých rovnic vybraná ze systému 5.16 dostatečná k nalezení jednoznačného řešení pro hodnoty θ a ϕ. Některé metody využívají právě tento princip, jiné se snaží pomocí nejrůznějších technik odhadnout „průměrné“ řešení celé soustavy 5.16.

Metoda *Means* (1972), založená na analýze imaginárních částí křížových spekter, odpovídá vyřešení libovolných dvou ze tří posledních rovnic soustavy 5.16. Metoda *Samson a Olson* (1980) odpovídá nalezení jednoznačného řešení z jiné podsoustavy rovnic. *McPherron a kol.* (1972) používá první tři rovnice (tj. reálnou část spektrální matice) a hledá řešení pomocí vlastních vektorů. *Samson* (1972), opět používající rozklad do vlastních vektorů, popisuje možnosti dekompozice celé komplexní spektrální matice. *Santolík a kol.* (2003) používá techniku SVD (Singular Value Decomposition) k odhadu řešení celé

soustavy 5.16 ve smyslu „nejmenších čtverců“. Jedná se o velmi přímočarou metodu, využívající rozkladu experimentální spektrální matice na jednu diagonální a dvě ortonormální matice. Z komponent těchto matic pak můžeme přímo odhadnout délky a směry všech tří os polarizačního elipsoidu.

Výsledky analýzy v aproximaci rovinné vlny umožňují snadnou a přímočarou interpretaci získaných výsledků. Hodnoty vypočítaných úhlů θ a ϕ mohou být například prezentovány ve formě frekvenčně-časových grafů, tj. ve formě podobné výkonovým spektrogramům. Často nám tyto metody poskytují rovněž údaj o správnosti předpokladu existence jediné rovinné vlny. Byly zavedeny různé definice tohoto ukazatele („degree of polarization“, „polarization percentage“, „planarity“), založené na různém popisu koherence magnetických komponent a jejich omezení do jediné polarizační roviny. Podobné techniky nám rovněž poskytují odhad směru magnetické polarizace vůči vnějšímu stacionárnímu magnetickému poli $\vec{B}_0$.

Výše popsaná metoda SVD může být rovněž použita s magnetickými i elektrickými komponentami zároveň. V tomto případě je nalezeno „nejlepší“ (ve smyslu součtu čtverců) řešení odpovídající přeurčené soustavě o 36-ti rovnicích, která je odvozena z rovnice 5.8. V tomto případě můžeme určit rovněž velikost a orientaci vektoru $\vec{k}^e$, tedy například rozlišit mezi dvěma protilehlými směry vlnového vektoru.

5.2.2 Zpětný ray-tracing

Pokud se zajímáme o polohu zdroje pozorovaných elektromagnetických vln, můžeme sledovat odpovídající paprsky nazpět směrem od místa pozorování.

Pro danou disperzní relaci

$$\omega = \omega(\vec{x}, \vec{k}, t), \tag{5.19}$$

kde $\omega = 2\pi f$, dostáváme v aproximaci geometrické optiky:

$$\frac{d\vec{x}}{dt} = \frac{\partial\omega}{\partial\vec{k}} \tag{5.20}$$

$$\frac{d\vec{k}}{dt} = -\frac{\partial\omega}{\partial\vec{x}} \tag{5.21}$$

Tyto dvě rovnice je možné numericky integrovat a vypočítat tak vývoj pozice sledovaného paprsku $\vec{x}$ a odpovídajícího vlnového vektoru $\vec{k}$ jako funkce času t. K nastartování celého procesu (tj. jako okrajovou podmínku pro $\vec{k}$ v čase $t = 0$ a pro polohu $\vec{x}$ určenou místem měření) je přitom možno použít experimentálně určenou hodnotu vlnového vektoru $\vec{k}$.

Principiálním omezením této metody je Wentzel-Krammers-Brillouinova (WKB) aproximace, nebo též limit geometrické optiky. Disperzní charakteristiky prostředí jsou tak omezeny jen na pomalu se měnící funkce prostoru a času v porovnání s vlnovou délkou a periodou vlny. Tato aproximace selhává v okamžiku, kdy jsou v plazmatu přítomny ostré gradienty a/nebo když se index lomu prudce mění (například v blízkosti ořezání a rezonancí).

Dalším významným omezením této metody je nutnost mít k dispozici realistický popis prostředí v každém bodě podél šířícího se paprsku, což zahrnuje model magnetického pole, složení plazmatu a profil hustoty. Obecně největším problémem je v tomto ohledu realistický model hustoty plazmatu a jeho složení, jelikož například přítomnost hustotních nehomogenit může mít velmi značný vliv na výsledek celého výpočtu. Jako první přiblížení můžeme použít model difuzní rovnováhy (diffusive equilibrium) a následně aproximaci studeného plazmatu pro výpočet disperzní relace 5.19 (viz např. *Cairó a Lefeuvre*, 1986).

5.3 Statistické zpracování událostí PLHR

Díky unikátnímu identifikačnímu algoritmu a kvalitnímu souboru dat se nám podařilo získat pravděpodobně největší množinu událostí PLHR, která byla doposud změřena z oběžné dráhy. Ačkoli nalezených případů není dostatečné množství pro zodpovězení některých klíčových otázek, například pro potvrzení/vyvrácení existence tzv. víkendového efektu (viz sekce 2.2), je možno učinit některé důležité závěry. Klíčová je například otázka lokalizace PLHR a jejich vztah k základní frekvenci elektrických systémů v předpokládaném místě generace. Mezi další zkoumané charakteristiky patří především závislost intenzity nalezených PLHR emisí na nejrůznějších parametrech, jako je například hodnota Kp indexu, magnetický lokální čas a geomagnetická šířka.

5.4 Statistické zpracování efektů spojených se seismickou aktivitou

5.4.1 Absolutní mapy ELF/VLF emisí

Absolutní mapy (nízkofrekvenčních) elektromagnetických emisí jsou v podstatě empiricky nalezené (tj. odvozené z reálných, změřených dat) funkce vyjadřující střední spektrální výkonovou hustotu emisí v závislosti na poloze družice a případně dalších parametrech, jako je například frekvence, hodnota Kp indexu (případně dalších indexů), magnetický lokální čas, atd.

Určitým rozšířením je pak případ, kdy místo pouhé střední hodnoty spektrální výkonové hustoty ukládáme i její standardní směrodatnou odchylku, či – v ideálním případě – přímo její pravděpodobností rozložení (typicky ve formě histogramu), z něhož pak můžeme určit veškeré ostatní charakteristiky. Tento poslední, nejkomplexnější, přístup používáme v předkládané práci.

Konstrukce map elektromagnetických emisí má zásadní význam jednak pro přímou informaci o tom, jak vypadají emise v tom kterém místě za těch kterých podmínek, ale rovněž – což je pro nás ještě významnější – výrazně usnadňují identifikaci slabých emisí (spojených například s lidskou činností či seismickou aktivitou), které by se jinak snadno ztratily v obvyklém přírodním pozadí („pokud chceme vědět, co je nějakým způsobem výjimečné, musíme vědět, co je normální“).

V prvním kroku statistického zpracování efektů spojených se seismickou aktivitou konstruujeme tedy přesně takovéto absolutní mapy elektromagnetických emisí.

5.4.2 Relativní intenzita (pravděpodobnost)

Abychom dokázali odfiltrovat běžné přírodní pozadí od specifických emisí, které v této práci studujeme, zavádíme pojem tzv. relativní intenzity (resp. pravděpodobnosti). Využíváme přitom absolutní mapu elektromagnetických emisí (viz sekce 5.4.1), kterou musíme mít pro výpočet již sestrojenu.

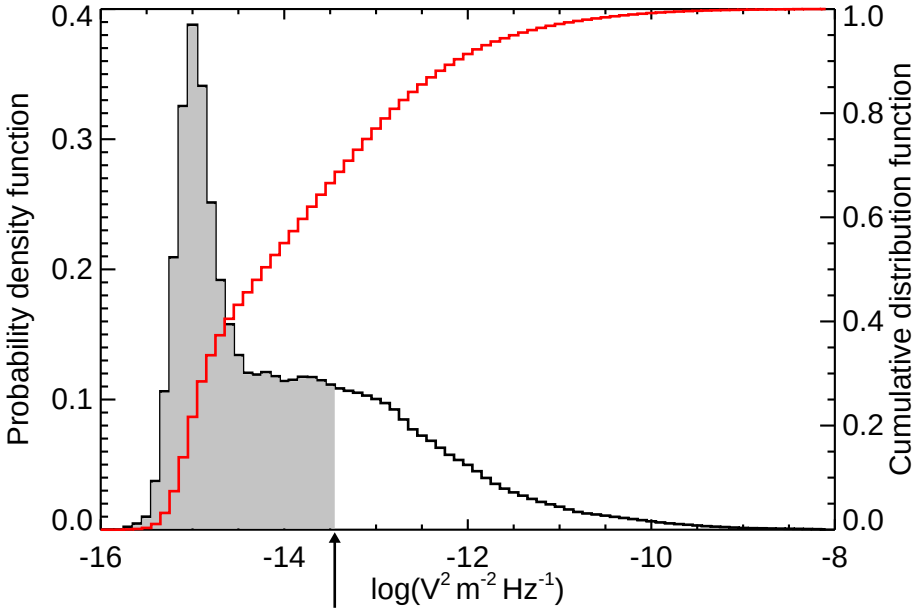
Mějme vlnovou emisi o intenzitě I. Příslušnou hodnotu relativní intenzity (pravděpodobnosti) p pak definujeme vztahem:

$$p = \int_{-\infty}^{I} f(i)\, di, \tag{5.22}$$

kde $f(i)$ je hustota pravděpodobnosti výskytu emise o intenzitě i získaná z mapy elektromagnetických emisí v daném místě za aktuálních podmínek. Relativní intenzita (pravděpodobnost) je tedy číslo od nuly do jedné, které vyjadřuje, jaká část vln změřených na daném místě za daných podmínek byla méně intenzivní než právě zkoumaná emise. Tato, zdánlivě uměle zaváděná, konstrukce se ukazuje být velice užitečnou, neboť do značné míry eliminuje vliv a chování běžného přírodního pozadí, které je pro naše účely jen nezajímavým šumem.

5.4.3 Relativní mapy seismických emisí

Pojmu relativní intenzity (resp. pravděpodobnosti), definované v sekci 5.4.2, využíváme ve druhém kroku zpracování dat pro konstrukci tzv. relativních



Obrázek 5.1: K definici pojmu relativní intenzity (pravděpodobnosti).

map seismických událostí. Pro velký počet zemětřesení (ideálně všechna zemětřesení splňující daná kritéria na magnitudu, hloubku epicentra, atd.) uvažujeme všechna data změřená v jejich blízkosti v době nepříliš vzdálené od okamžiku hlavního otřesu. Postupně pak tato data (možno přidat podmínku pro výběr dat v podobě například magnetického lokálního času, hodnoty Kp indexu, atd.) procházíme a relativní intenzitu (pravděpodobnost) jim odpovídající ukládáme na příslušné místo do relativní mapy seismických emisí. Tu je přitom možno reprezentovat jako čtyřrozměrné pole, jehož jednotlivé dimenze mají následující význam: frekvence, čas do/od okamžiku hlavního otřesu, vzdálenost družice od epicentra ve směru délky a vzdálenost družice od epicentra ve směru šířky. V jednotlivých buňkách relativní mapy seismických emisí se pak ocitají hodnoty pocházející ze zcela odlišných intervalů změřených dat, odpovídající zcela odlišným zemětřesením. Díky používání relativní intenzity (pravděpodobnosti) však můžeme tyto hodnoty bez obav použít pro výpočet aritmetického průměru.

5.4.4 Statisticky očekávaný výsledek

Přímo z definice pojmu relativní intenzity (pravděpodobnosti) vyplývá, že hodnota odpovídající jedné, náhodně zvolené, emisi je náhodné číslo mezi nulou a jedničkou mající rovnoměrné rozdělení. Z centrálního limitního teorému

pak vyplývá, že se hodnoty v relativní mapě seismických emisí řídí Gaussovským rozdělením (průměrujeme velký počet relativních intenzit (pravděpodobností) v každé její buňce). Čím větší bude množství dat započítané v příslušné buňce relativní mapy seismických emisí, tím menší směrodatnou odchylku bude mít vzniklé rozdělení (směrodatná odchylka se mění jako $\sim \frac{1}{\sqrt{N}}$ kde N je počet dat započítaných do aritmetického průměru). Je tedy zřejmě rozumné charakterizovat „výjimečnost“ výsledné hodnoty v relativní mapě seismických emisí nikoli hodnotou jako takovou, ale hodnotou normovanou šířkou rozdělení, konkrétně:

$$\overline{p}_n = \frac{\overline{p} - 0.5}{\sigma} \tag{5.23}$$

kde $\overline{p}$ je výsledná hodnota v relativní mapě seismických emisí, σ je směrodatná odchylka Gaussovského rozdělení, kterým se tato mapa řídí, a $\overline{p}_n$ je výsledná, normovaná, hodnota – „normovaná intenzita“ (0.5 je střední hodnota rovnoměrného rozdělení na intervalu 0 až 1).

Zabývejme se nyní otázkou určení parametru σ získaného Gaussova rozdělení. První možností, jak určit jeho hodnotu, je jistě přímý výpočet na základě centrálního limitního teorému. Narážíme přitom však na problém, že ačkoli přesně známe počet průměrovaných relativních intenzit (pravděpodobností), tak jejich rozptyl ($\frac{1}{\sqrt{12}}$ – jedná se o rovnoměrné rozdělení na intervalu $< 0\,;\,1 >$), není možné všechny tyto průměrované intenzity (pravděpodobnosti) považovat za nezávislé. Intenzita elektromagnetických emisí v ionosféře se totiž nemění zcela náhodně, nezávisle na intenzitě změřené v minulém časovém okamžiku, ale vykazuje jistou míru „setrvačnosti“, což vzhledem ke krátké časové prodlevě mezi jednotlivými měřeními (0.512 až 2.048 s, v závislosti na módu přístroje, viz kapitola 4) způsobuje závislost po sobě následujících měření.

Druhou možností určení parametru σ je pak prostý výpočet směrodatné odchylky z relativní mapy seismických emisí. Tento způsob jsme se pro jeho jednoduchost a přesnost rozhodli používat.

Je nutné poznamenat, že výše uvedené závěry jsou platné pouze za předpokladu (velmi) slabého vlivu seismických událostí na registrovanou intenzitu emisí. Tento předpoklad je v praxi dobře splněn, snad jen s výjimkou oblastí nacházejících se blízko epicentra. Přesto, abychom se vyhnuli možnému chybnému určení parametru σ, jsme se rozhodli používat pro jeho určení další dvě, fiktivní, relativní mapy seismických emisí. Ty získáme stejným způsobem a ze stejného množství dat jako mapu zkoumanou (takže lze právem očekávat stejnou hodnotu parametru σ). Jediným rozdílem je, že namísto zemětřesení reálných vyhodnocujeme nyní zemětřesení fiktivní, jejichž poloha i čas hlavního otřesu byly vygenerovány zcela náhodně (pro první fiktivní mapu),

resp. byly použity správné polohy zemětřesení, ale náhodně vygenerovány jejich časy (pro druhou fiktivní mapu).

5.4.5 Volba parametrů použitých map

Absolutní mapa elektromagnetických emisí

Pro správnou funkci popsané metody je důležitá optimální volba parametrů absolutní mapy elektromagnetických emisí, a to jak co se týče počtu, tak jejich přesnosti. Pokud zvolíme mapu „málo podrobnou“, vystavujeme se riziku, že celá procedura prakticky ztratí smysl, jelikož přírodní podmínky se budou i v rámci jednotlivých (příliš velkých) buněk velmi měnit. Pokud napak zvolíme mapu „příliš jemnou“, vyskytne se (kromě enormních nároků na paměť v průběhu zpracování) problém s malým množstvím dat v jednotlivých buňkách. V důsledku toho nebudou výsledné histogramy (počítané pro každou buňku zvlášť) dostatečně reprezentovat intenzitu přírodních emisí v daném místě za daných podmínek a celá procedura bude nepoužitelná. Po důkladném zvážení a několika testech jsme zvolili tyto parametry absolutní mapy elektromagnetických emisí:

- **geografická šířka:** Celkem 66 buněk, omezujeme se přitom pouze na geografické šířky menší než 66° (většina zemětřesení se vyskytuje v rovníkových oblastech, navíc DEMETER neměří na geomagnetických šířkách větších než 65°), což odpovídá šířkovému rozlišení 2°.
- **geografická délka:** Celkem 90 buněk, což odpovídá délkovému rozlišení 4°.
- **frekvence:** celkem 16 frekvenčních pásem v rozsahu 0 – 9375 Hz.
- **magnetický lokální čas:** Pouze 2 magnetické lokální časy (den a noc) – DEMETER se díky svému specifickému orbitu nachází vždy těsně před lokálním polednem či půlnocí.
- **Kp index:** Rozlišujeme 3 možné rozsahy (zvolené tak, aby do každého spadalo přibližně stejné množství dat).
- **roční období:** Rozlišujeme jen 2 (letní a zimní) – detailní prozkoumání závislosti intenzity elektromagnetických emisí na roční době vedlo k závěru, že rozdělení na pouhé dva intervaly nevede k přílišné ztrátě přesnosti, a je tedy dostatečné.
- **počet binů v histogramu:** Celkem 80 logaritmických binů pokrývajících rozsah intenzit od 10^{-16} do 10^{-8} $V^2m^{-2}Hz^{-1}$.

Relativní mapa seismických emisí

Volba parametrů v relativní mapě seismických emisí není již tak stěžejní a ovlivňující výsledek jako v případě absolutní mapy emisí. Přesto je třeba jistá opatrnost, především vzhledem k nutnosti mít k dispozici dostatečně podrobná data na jedné straně a paměťovým omezením na straně druhé. Zvolili jsme tyto hodnoty parametrů:

- **frekvence:** Zde není příliš možností, jedinou rozumnou volbou je zvolit stejný počet frekvenčních pásem a stejné rozsahy jako v absolutní mapě seismických emisí; volíme tedy 16 frekvenčních pásem v rozsahu 0 – 9375 Hz.

- **čas do/od okamžiku hlavního otřesu:** Zkoumáme časový interval 36 hodin před a 36 hodin po hlavním otřesu s časovým rozlišením 1 hodina, celkem tedy 72 buněk. Volba maximálního zkoumaného časového odstupu vychází jednak ze studia literatury (*Molchanov a kol.*, 1993; *Parrot*, 1994b) a jednak z našich vlastních výsledků (zkoušeli jsme též interval ± 12 hodin, který se ukázal jako nedostatečný).

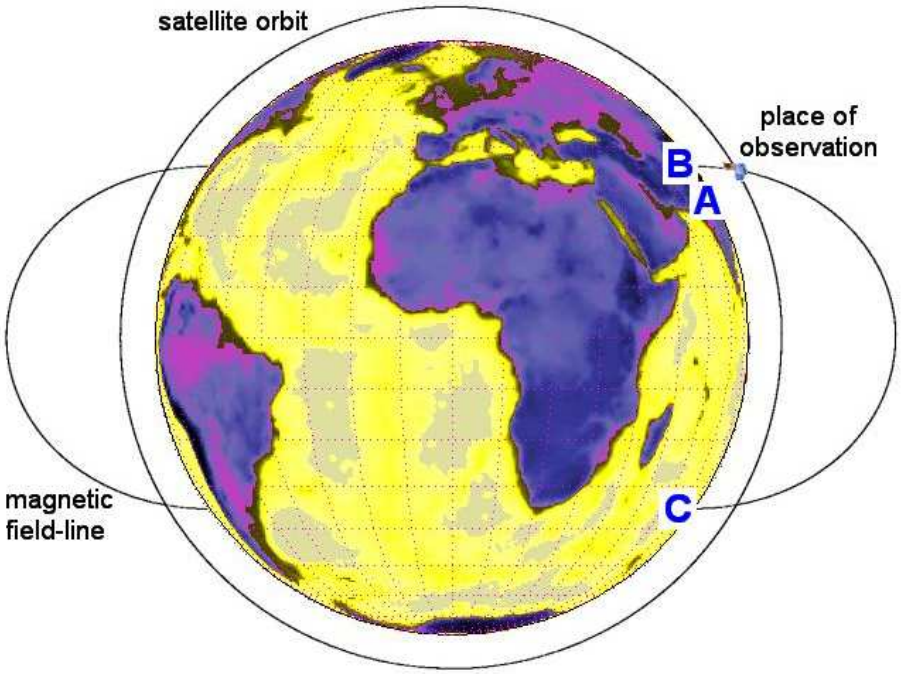
- **vzdálenost družice od epicentra ve směru délky:** Maximální zkoumaná vzdálenost od zemětřesení je 20°; dělíme ji celkem na 20 buněk, což odpovídá délkovému rozlišení 1°.

- **vzdálenost družice od epicentra ve směru šířky:** Maximální zkoumaná vzdálenost od zemětřesení je 20°; dělíme ji celkem na 20 buněk, což odpovídá šířkovému rozlišení 1°.

5.4.6 „Vzdálenost“ družice od epicentra zemětřesení

Velmi důležitým bodem předkládané studie je správné určení „vzdálenosti“ družice od epicentra zemětřesení – tedy nalezení takového bodu na Zemském povrchu, který družice „vidí“ (tj. takový bod, aby se signály spojené se seismickou aktivitou v něm generované došířily právě na družici). Existuje několik cest, po kterých by se signál teoreticky mohl šířit, jak je schématicky znázorněno na obrázku 5.2.

Za nejjednodušší je možno považovat prosté přímočaré šíření (tj. šíření kolmé k povrchu Země, po nejkratší spojnici Země–družice). Tento způsob šíření odpovídá bodu „A“. Bod „B“ oproti tomu odpovídá šíření signálu podél magnetické siločáry a bod „C“ odpovídá rovněž šíření podél magnetické siločáry, ale z opačné hemisféry. Samozřejmě existují i další možné způsoby šíření (například akusticko-gravitační vlny).



Obrázek 5.2: K diskuzi pojmu „vzdálenost“ družice od epicentra zemětřesení.

Rozhodnutí o tom, jakým způsobem se reálný signál šíří, přirozeně do značné míry závisí na jeho povaze. Vzhledem k doposud silně omezeným teoretickým znalostem problému však není možno jednoznačně rozhodnout, který způsob je ten správný. V předkládané práci proto předpokládáme prosté přímočaré šíření.

Kapitola 6

Získané výsledky a jejich diskuze

6.1 Analýza nalezených událostí PLHR

Identifikační algoritmus popsaný v sekci 5.1 jsme použili na všechna data naměřená družicí DEMETER během prvního roku své činnosti, tedy přibližně od července roku 2005 do července roku 2006. To dohromady představuje téměř 865 hodin dat v „Burst módu“, získaných během 5920 půlorbitů. Ze všech těchto dat byly možné události PLHR identifikovány v 317 půlorbitech (cca 5 procent).

Datové intervaly s možným výskytem PLHR byly následně ručně otestovány na jejich přítomnost. Výsledky ukázaly relativně velké množství špatně identifikovaných událostí. Většina z nich byla přitom způsobena přítomností ostrého ořezání (cut-off) pod lokální protonovou cyklotronovou frekvencí (*Santolík a Parrot*, 1999), které v některých případech vypadalo jako intenzivní spektrální čára na frekvenčně-časových spektrogramech a bylo identifikačním programem mylně pokládáno za možný výskyt PLHR.

V celé množině dat jsme nakonec nalezli pouze 58 událostí podobných PLHR, jež můžeme dále rozdělit do tří tříd:

1. 10 událostí, u nichž je frekvenční vzdálenost spektrálních čar 50 nebo 100 Hz.

2. 13 událostí, u nichž je frekvenční vzdálenost spektrálních čar 60 nebo 120 Hz.

3. 35 událostí, jež není možno s jistotou klasifikovat jako PLHR; buď je přítomna jediná spektrální čára, nebo, častěji, několik spektrálních

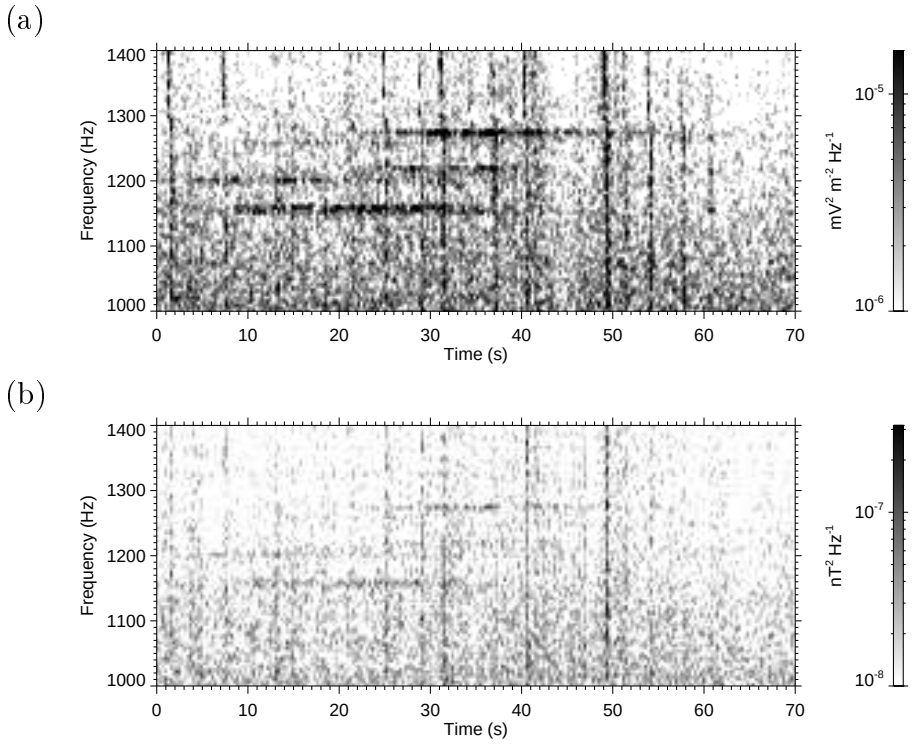
čar, jejichž frekvenční vzdálenost není ani 50/100 ani 60/120 Hz (tedy takzvané MLR – „magnetospheric lines“, viz sekce 2.2).

Původ poslední, třetí, třídy událostí není zcela jasný, ale s největší pravděpodobností je alespoň část těchto událostí generována nestabilitami plazmatu v magnetosféře. Jejich podrobnější analýza přesahuje rámec předkládané práce, ve které se zaměřujeme pouze na PLHR události s frekvenční vzdáleností spektrálních čar 50/100 a 60/120 Hz.

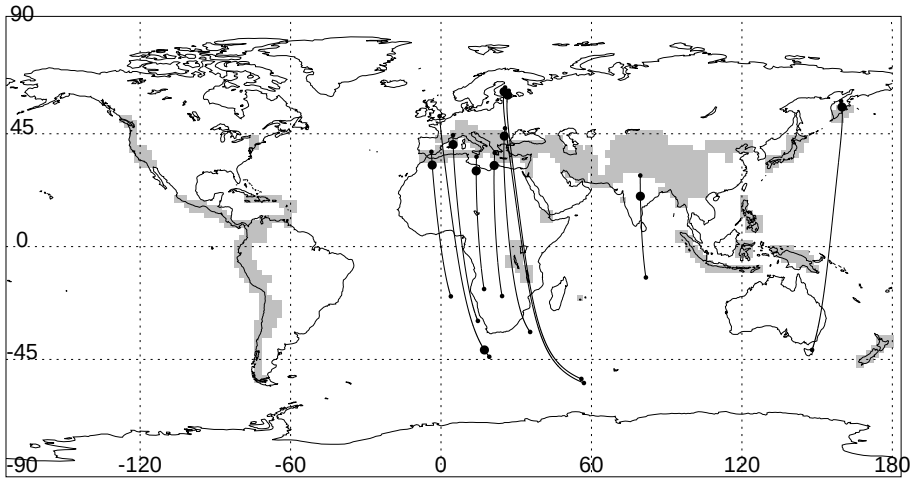
Ačkoli všech těchto 23 událostí bylo nalezeno identifikačním programem na základě analýzy elektrického pole, v šesti případech jsou příslušné spektrální čáry patrné i v datech magnetických. Těchto šest případů spadá mezi události s nejvyšší amplitudou elektrického pole ze všech 23 událostí. Poměr magnetických a elektrických spektrálních hustot pak odpovídá elektronovým hustotám mezi 2×10^4 cm^{-3} a 3×10^5 cm^{-3}, za předpokladu, že se vlny šíří v pravotočivě polarizovaném hvizdovém módu podél magnetických siločar (viz sekce 2.1). Takto spočtené hustoty potom zpětně zhruba odpovídají lokálním elektronovým hustotám změřeným na palubě DEMETER. Intenzita magnetického pole ve zbývajících sedmnácti případech je pak, za stejného předpokladu na vlnový mód, příliš nízká, než aby byla detekována. Veškeré nalezené události jsou tedy konzistentní se šířením PLHR v pravotočivě polarizovaném elektromagnetickém hvizdovém módu.

Na obrázku 6.1 je typický příklad události z této skupiny ve formě frekvenčně-časových spektrogramů jak elektrického, tak magnetického pole. Tato událost byla zaznamenána 11. listopadu 2004 mezi 14:00:06 UT a 14:01:16 UT nad oblastí Filipín, kde se používá elektrická síť o frekvenci 60 Hz. Magneticky konjugovaným regionem je pak oblast Taiwanu, opět s elektrickou sítí o frekvenci 60 Hz. Jelikož magnetická data obsahují množství interferencí, jež by mohly být zaměněny za PLHR, použili jsme proceduru navrženou pro jejich potlačení (*Santolík a kol.*, 2006). Na obou spektrogramech lze rozpoznat čáry na frekvencích 1160, 1220 a 1280 Hz, jejich viditelnost ve spektrogramu z magnetických dat je však výrazně nižší. Během první poloviny intervalu, ve kterém jsme událost pozorovali, můžeme rovněž rozeznat čáry na frekvencích 1200 a 1260 Hz, jež jsou, narozdíl od předchozích tří frekvencí, přesnými násobky 60 Hz.

Na obrázcích 6.2 a 6.3 jsou znázorněny polohy nalezených PLHR událostí v geografických souřadnicích (velké body na mapě světa) pro frekvenční vzdálenosti spektrálních čar 50/100, resp. 60/120 Hz. Pro každou z těchto událostí jsme určili následující parametry: poloha družice v době pozorování, doba trvání události, magnetický lokální čas, hodnota Kp indexu a seznam identifikovaných spektrálních čar (tj. frekvenci a maximální intenzitu fluktuací elektrického pole každé z nich). Rovněž jsme po-



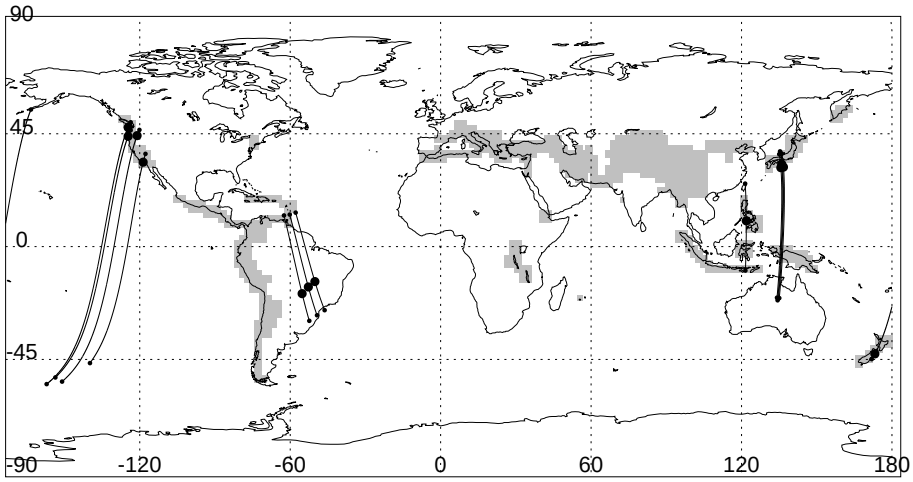
Obrázek 6.1: Příklad frekvenčně-časového spektrogramu fluktuací (a) elektrického a (b) magnetického pole, odpovídající jedné z analyzovaných událostí. Data pochází z 11. listopadu 2004, po 14:00:05 UT, kdy DEMETER prolétala nad oblastí Filipín; frekvenční vzdálenost pozorovaných spektrálních čar je 60 Hz.



Obrázek 6.2: Polohy pozorovaných PLHR se vzdáleností spektrálních čar 50/100 Hz (velké body). Magnetické siločáry a projekce míst pozorování na povrch Země (tenké čáry a malé body). Seismické oblasti s permanentně aktivním „Burst-módem“ jsou zobrazeny šedivou barvou; oblasti, kde je „Burst-mód“ aktivní jen někdy (cca 20% celkového množství) nejsou zobrazeny, protože se jejich poloha mění během analyzovaného časového intervalu.

užili model IGRF-10 Zemského magnetického pole (N. A. Tsyganenko, http://nssdcftp.gsfc.nasa.gov/models/magnetospheric/tsyganenko/) k výpočtu magnetických projekcí bodů pozorování na zemský povrch podél magnetických siločar. Tyto projekce na zemský povrch jsou zobrazeny pomocí malých bodů a příslušné projekce magnetických siločar pomocí tenkých čar. Tento způsob zobrazení naznačuje polohy možných zdrojových regionů za předpokladu šíření PLHR ve vedeném (ducted) módu.

Pozorovaná frekvenční vzdálenost čar odpovídá velmi dobře frekvencím elektrických sítí v možných zdrojových regionech. Frekvenční vzdálenosti 50/100 Hz jsou pozorovány nejčastěji nad Evropou a severní Afrikou (s pravděpodobným zdrojovým regionem – projekcí místa pozorování podél magnetické siločáry na zemský povrch – ležícím v Evropě pro všechny tyto případy). Jedna událost byla pozorována nad Indií a jedna nad severovýchodní Asií s magneticky konjugovaným bodem ležícím v Austrálii. Frekvenční vzdálenost 60/120 Hz je pozorována většinou nad USA, Brazílií a Japonskem. Jedna takováto událost byla detekována nad Filipínami a jedna nad Novým Zélandem. Toto může být poněkud překvapující, jelikož Nový Zéland používá elektrickou síť o frekvenci 50 Hz. Je však nutné si uvědomit, že magneticky konjugovaným bodem je Aljaška s frekvencí 60 Hz.

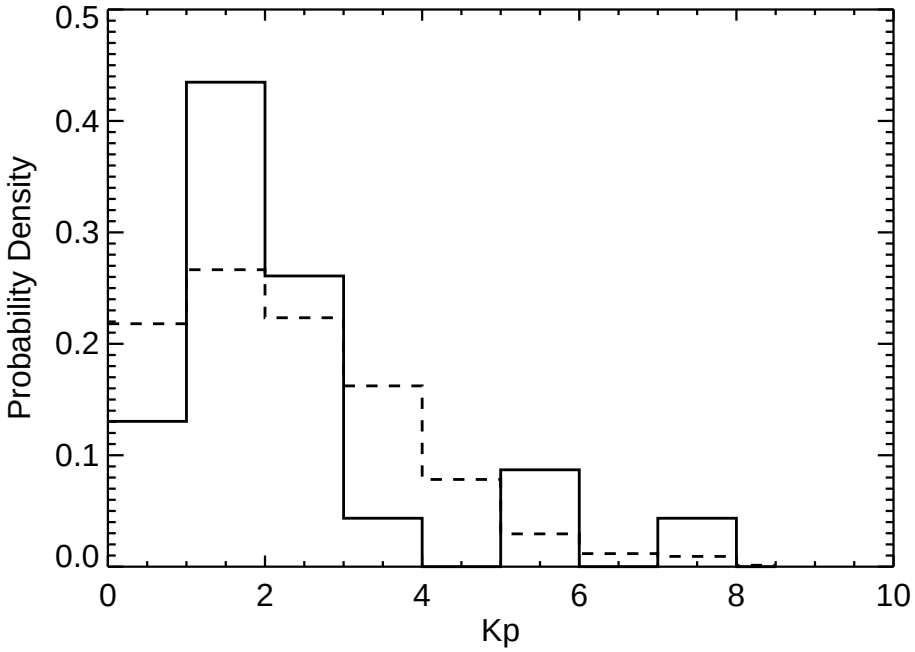


Obrázek 6.3: Význam symbolů je stejný jako na obrázku 6.2, ale pro vzdálenost spektrálních čar 60/120 Hz.

Histogram Kp indexů v době pozorovaných PLHR událostí je znázorněn na obrázku 6.4 pomocí plné čáry. Přerušovanou čarou je pak pro srovnání znázorněn histogram všech Kp indexů, které se vyskytly během analyzovaného roku dat (červenec 2004 – červenec 2005). Je vidět, že události PLHR se vyskytují během jak nízké, tak vysoké geomagnetické aktivity, a že žádná z nich není výrazně preferována.

Všechny nalezené události PLHR se vyskytly na frekvencích vyšších než 1 kHz, neumožňujíce tak analýzu s použitím všech šesti komponent elektromagnetického pole. Tyto metody (viz sekce 5.2 a *Santolík a kol.*, 2006) mohou být použity pouze pro rozsah ELF, tj. na frekvencích nižších než 1 kHz. Jejich význam pro pochopení a studium událostí PLHR je však klíčový – doufáme, že v budoucnu se podaří nalézt některou událost i na nižších frekvencích, což by nám umožnilo provést zamýšlenou detailní analýzu. Nejvíce událostí jsme pozorovali na frekvencích okolo 2 kHz, směrem k vyšším frekvencím pak jejich počet zvolna klesal. V 15 z celkového počtu 23 případů (65%) odpovídají frekvence pozorovaných PLHR čar velmi dobře (v rámci experimentální chyby) přesným násobkům základní frekvence příslušné elektrické sítě. Ve zbývajících osmi případech se poloha čar ve frekvenčním spektru zdá být náhodná, bez žádného vztahu k pozorovaným frekvenčním vzdálenostem jednotlivých čar. Frekvenční drift všech nalezených událostí byl velice pomalý, prakticky nepozorovatelný v rámci experimentální chyby.

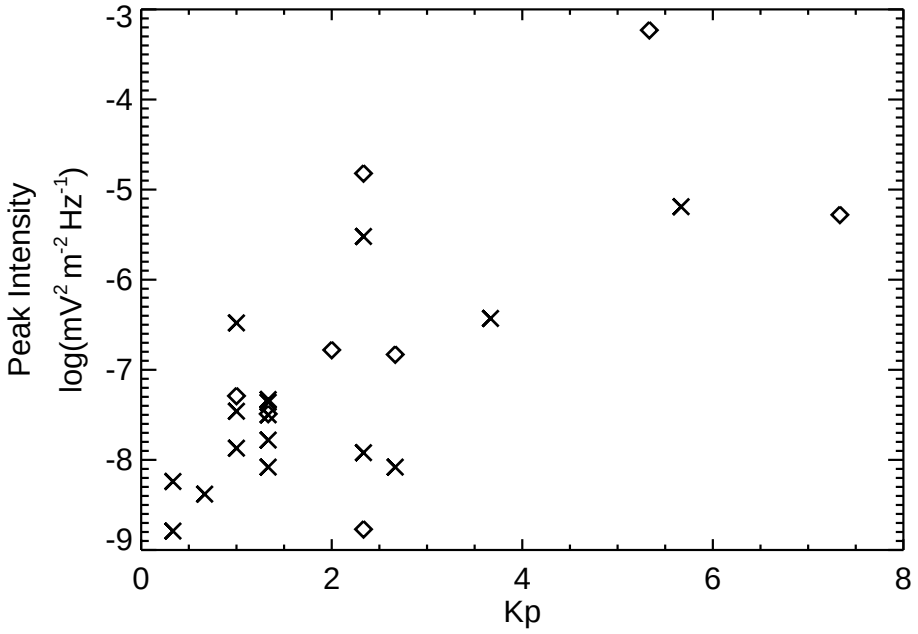
Obrázky 6.5, 6.6 a 6.7 znázorňují závislost maximální inenzity pozorovaných PLHR událostí na Kp indexu, geomagnetické šířce a magnetickém



Obrázek 6.4: Histogram Kp indexů v době PLHR událostí (plná čára). Histogram všech Kp indexů, jež se vyskytly během analyzovaného roku dat (přerušovaná čára).

lokálním čase. Maximální intenzita PLHR události je přitom definována jako intenzita nejsilnější spektrální čáry. Události o frekvencích odpovídajících celým násobkům základní frekvence příslušné elektrické sítě jsou znázorněny pomocí křížků, události, jejichž frekvence neodpovídají celým násobkům, jsou pak znázorněny pomocí čtverečků. Z obrázku 6.5 je vidět, že intenzita PLHR roste s Kp indexem. Maximální intenzita PLHR se zdá být nezávislá na geomagnetické šířce (viz obr. 6.6) a je větší během noci než během dne (viz obr. 6.7). Výrazné dělení hodnot magnetického lokálního času na dvě skupiny je způsobeno specifickým orbitem DEMETER, který je téměř synchronní se Sluncem. Nebyla nalezena žádná výrazná závislost na tom, zda frekvence PLHR odpovídají celým násobkům základní frekvence příslušné sítě či nikoli (křížky vs. čtverečky).

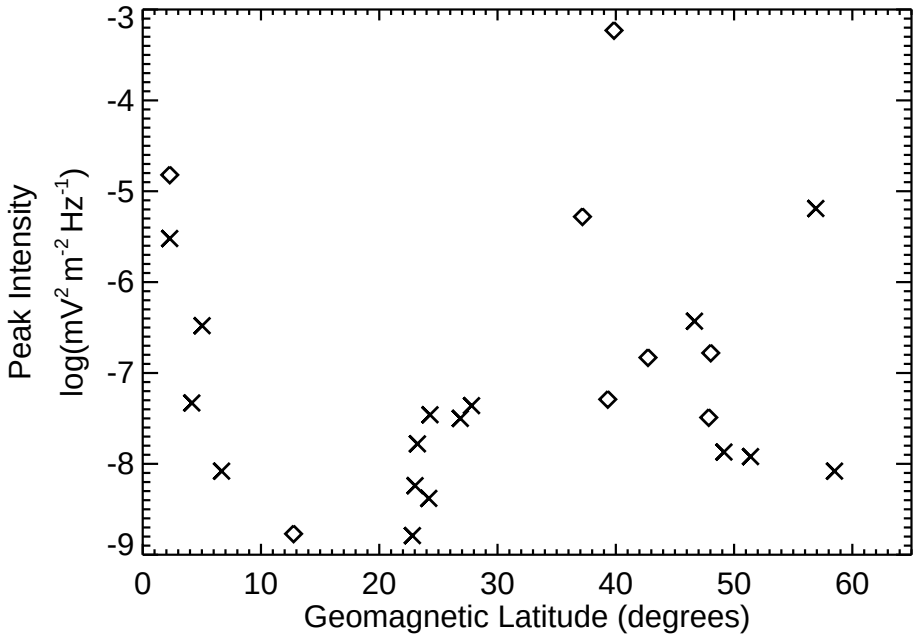
Nejproblematičtějším bodem této části naší studie je procedura automatické identifikace PLHR událostí (viz sekce 5.1). Použití této procedury je sice nezbytné vzhledem k nutnosti analyzovat velké množství dat, ale odhad následků tohoto kroku je prakticky nemožný. Neexistuje přesný způsob, jak určit celkový počet PLHR událostí obsažených v námi zkoumané množině dat. Ačkoli parametry identifikačního algoritmu byly nastaveny tak, aby za-



Obrázek 6.5: Maximální intenzita nalezených událostí PLHR jako funkce Kp indexu. Události, jejichž frekvence odpovídá celým násobkům základní frekvence příslušné elektrické sítě, jsou zakresleny jako křížky. Události, jejichž frekvence celým násobkům základní frekvence elektrické sítě neodpovídá, jsou zakresleny jako čtverečky. Událost z obrázku 6.1 je zakreslena dvakrát, jelikož obsahuje oba typy PLHR.

jistily nalezení všech PLHR událostí v testovaném souboru dat, neexistuje žádná záruka, že nedošlo k přehlédnutí určitého, neznámého, počtu PLHR událostí v oněch celkem 865 hodinách reálně testovaných dat. Druhým důležitým jevem spojeným s použitím automatického algoritmu pro identifikaci PLHR může být vznik tzv. „výběrového efektu“. To v praxi znamená, že námi nalezené události nemusí nutně představovat „náhodně vybranou“ podmnožinu z celkové množiny PLHR obsažených v souboru dat, ale události s některými specifickými parametry mohou být upřednostňovány. Ačkoli existenci tohoto efektu nemůžeme nijak vyloučit, nemáme žádnou známku toho, že by nějakým zásadnějším způsobem ovlivňoval naše výsledky.

Navzdory těmto technickým komplikacím je evidentním závěrem plynoucím z naší analýzy, že četnost výskytu PLHR v horní ionosféře je extrémně nízká. Za předpokladu stoprocentní účinnosti našeho algoritmu by družice detekovala takovou událost přibližně jednou za 38 hodin. Pakliže se nám nepodaří část vyskytnuvších se PLHR událostí správně identifikovat díky nedo-



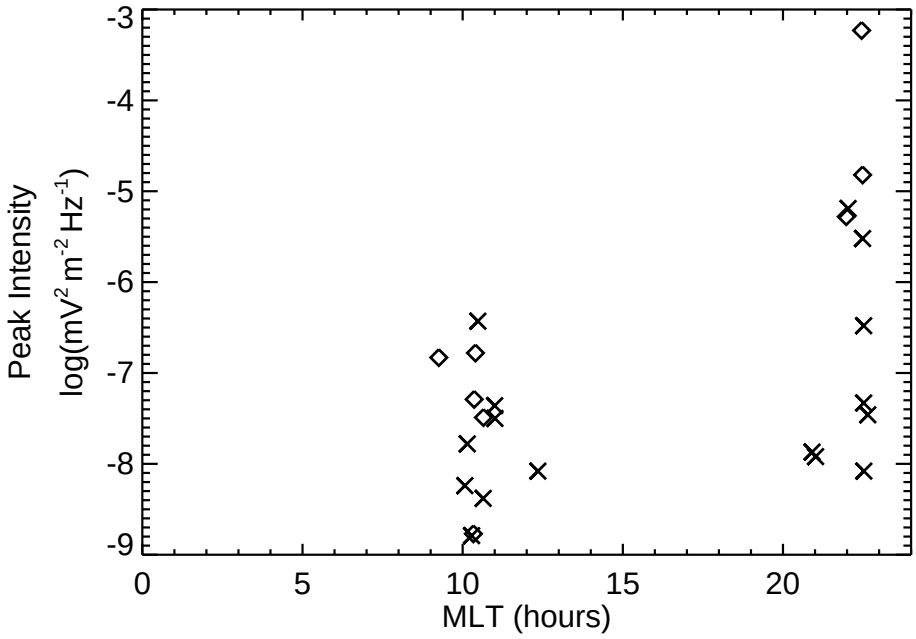
Obrázek 6.6: Maximální intenzita nalezených událostí PLHR jako funkce geomagnetické šířky. Význam použitých symbolů je stejný jako na obrázku 6.5

konale funkčnímu algoritmu, bude četnost výskytu přiměřeně vyšší, nicméně výsledky pravděpodobně nebudou příliš odlišné.

Druhým důležitým bodem negativně ovlivňujícím naše výsledky je použití dat získaných během „Burst módu“. Tento je aktivován pravidelně nad seismickými oblastmi, což evidentně ovlivňuje výsledky námi získané. Důsledky pro mapy geografických poloh pozorovaných PLHR událostí (obrázky 6.2 a 6.3) jsou zřejmé. Navíc je však nutno si uvědomit, že výsledky získané pro jiné šířky na obrázku 6.6 jsou vlastně zároveň získané i pro jiné délky. Přesto se domníváme, že tento efekt naše závěry příliš neovlivní.

Předchozí výzkum PLHR vykazoval značné rozpory ohledně úrovně geomagnetické aktivity, během které se tyto události vyskytují nejčastěji. Obrázek 6.4 ukazuje, že PLHR události se vyskytují bez výrazné preference pro nízkou či vysokou geomagnetickou aktivitu, ačkoli relativně nízký počet nalezených událostí neumožňuje učinit jednoznačný závěr.

Pozorovaná frekvenční vzdálenost PLHR událostí dobře odpovídá frekvencím elektrických systémů v pravděpodobných oblastech vzniku (viz obr. 6.2 a 6.3). To představuje poměrně dobrý důkaz toho, že PLHR jsou skutečně zapříčiněny elektromagnetickou radiací z pozemních elektrických sys-



Obrázek 6.7: Maximální intenzita nalezených událostí PLHR jako funkce magnetického lokálního času. Význam použitých symbolů je stejný jako na obrázku 6.5

témů. Navíc, v 15 z 23 nalezených případů odpovídaly frekvence pozorovaných spektrálních čar (v rámci experimentální chyby) násobku základní frekvence elektrické sítě. To je v rozporu s předchozím výzkumem PLHR (např. *Rodger a kol.*, 1995). Je ale třeba mít na paměti, že tyto výsledky byly získány pro obecné MLR, zatímco naše pro jednoznačně identifikované PLHR (frekvenční vzdálenost spektrálních čar přesně 50/100 nebo 60/120 Hz) bez pozorovatelného frekvenčního driftu. Tato část pravděpodobně ukazuje základní rozdíl mezi PLHR a MLR: zatímco existují silné indicie, že PLHR jsou způsobeny radiací z elektrických sítí, pro MLR nikoli. Otázka, zda MLR mohou být generovány zcela přirozenou cestou, nebo zda jsou PLHR emise nutné jako iniciátory (triggers), je věcí diskuze a přesahuje rámec předkládané práce. Nicméně je více než zřejmé, že PLHR a MLR je nutno uvažovat jako dva (zcela) nezávislé jevy.

Maximální intenzita nalezených událostí PLHR se zdá být nezávislá na geomagnetické šířce (viz obr. 6.6), ačkoli intenzita přírodních emisí je větší v subaurorálních oblastech než v oblastech blízko rovníku (*Parrot*, 1990). Maximální intenzita PLHR však roste s Kp a je vyšší během noci než během dne (viz obr. 6.5 a 6.7). V těchto případech se tedy intenzita PLHR chová

stejně jako intenzita přírodních emisí. Existují v zásadě dvě možná vysvětlení: (i) Události PLHR s intenzitou nízkou v porovnání s přírodním pozadím jsou jednoduše příliš slabé, než aby mohly být pozorovány. Průměrná intenzita pozorovaných událostí by pak nutně byla větší v místech s intenzivnějším přírodním pozadím. (ii) Elektromagnetické emise vyzářené elektrickým systémem jsou modulovány plazmatickým prostředím a jejich intenzita se stává vyšší v oblastech s intenzivnějším přírodním pozadím. Zdá se, že právě toto druhé vysvětlení je správné. První by totiž pouze eliminovalo méně intenzivní události během vysoké geomagnetické aktivity, kdy je přírodní pozadí silnější. V tomto případě by, nicméně, bylo možno pozorovat intenzivní události PLHR i za geomagneticky nepříliš narušených period, což je v rozporu se skutečností: obrázek 6.5 ukazuje, že za nízkých hodnot Kp indexu jsou pozorovány jen méně intenzivní PLHR.

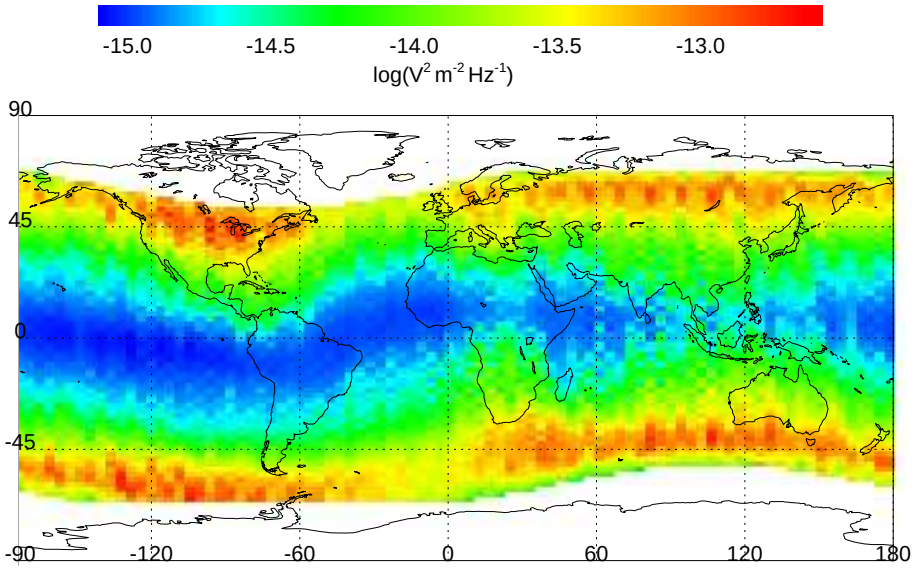
Intenzita pozorovaných PLHR emisí tedy částečně závisí na intenzitě přírodního pozadí. To znamená, že ačkoli je původ PLHR svázán s elektrickými sítěmi na povrchu Země, existují jisté procesy, jež mění jejich intenzitu v závislosti na intenzitě přírodního pozadí. Navíc tyto procesy musí mít takovou povahu, aby frekvence pozorovaných PLHR v mnoha případech odpovídala násobkům základní frekvence elektrické sítě.

Závěrem je třeba upozornit, že účinnost přenosu (coupling) elektromagnetických vln ionosférou závisí na mnoha parametrech a může potenciálně posloužit k vysvětlení některých pozorovaných závislostí. Účinnost přenosu je například vyšší během noci než přes den (*Green a kol.* (2005)).

6.2 Statistické zpracování efektů spojených se seismickou aktivitou

Použili jsme všechna data změřená družicí DEMETER v módu „Survey“ až do konce září roku 2005. To představuje přibližně 4385 hodin dat ve více než 7800 půlorbitech. V zóně družice, která je pro naše účely definována rozměry relativní mapy seismických emisí (± 36 hodin od doby hlavního šoku, maximální šířková vzdálenost průmětu družice na zemský povrch od epicentra 20°, maximální délková vzdálenost průmětu družice na zemský povrch od epicentra 20°), se vyskytlo celkem 3561 zemětřesení s magnitudou větší než 4.8. Z nich bylo 2628 zemětřesení povrchových (hloubka menší než 40 kilometrů).

Příklad výsledků, které je možno získat z absolutní mapy elektromagnetických emisí, je znázorněn na obrázku 6.8. Vykreslen je medián spektrální výkonové hustoty jako funkce polohy družice v geografických souřadnicích

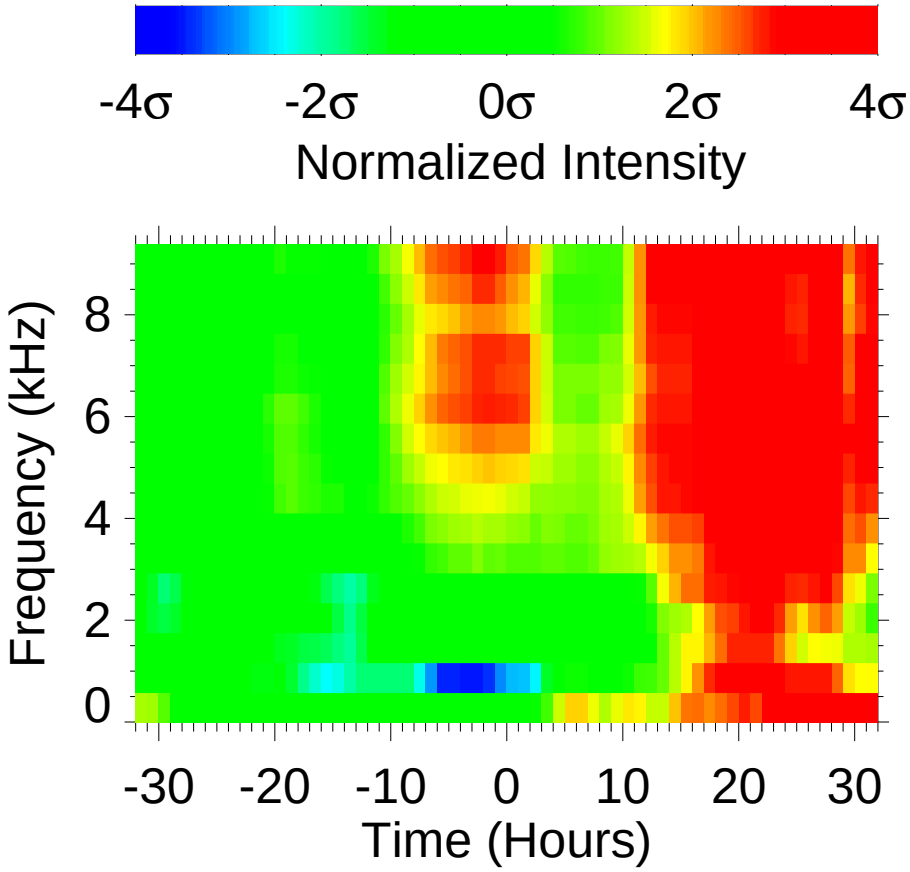


Obrázek 6.8: Medián spektrální výkonové hustoty fluktuací elektrického pole jako funkce polohy družice v geografických souřadnicích. Výsledek je průměrem přes frekvenci a veškeré ostatní parametry, aby bylo umožněno vykreslení do jediného dvourozměrného obrázku.

(obrysy kontinentů jsou zobrazeny pro lepší orientaci). Výsledek je průměrem přes frekvenci v celém zkoumaném frekvenčním pásmu (tj. 0–9375 Hz) a veškeré ostatní parametry, aby bylo možno vykreslit jej do jediného dvourozměrného obrázku s barevným kódováním intenzity. Bílá místa jsou způsobena tím, že DEMETER neměří na geomagnetických šířkách větších než 65° (nad Severní Amerikou a jižně od Austrálie) a dále námi zavedeným limitem maximálně 66° geografické šířky (jižně od Jižní Ameriky a severní část Asie). Vidíme, že intenzita emisí se výrazně mění v závislosti na geomagnetické šířce a bez používaného systému analýzy by se efekty spojené se seismickou aktivitou v této silné přírodní závislosti zcela ztratily.

Relativní mapa seismických emisí, kterou jsme získali, byla obvykle značně zašuměná a často vyžadovala dodatečné filtrování spočívající v aplikaci mediánového filtru a/nebo plovoucího průměru. To na jednu stranu snížilo šum, na stranu druhou však vedlo i ke snížení časového/prostorového rozlišení mapy.

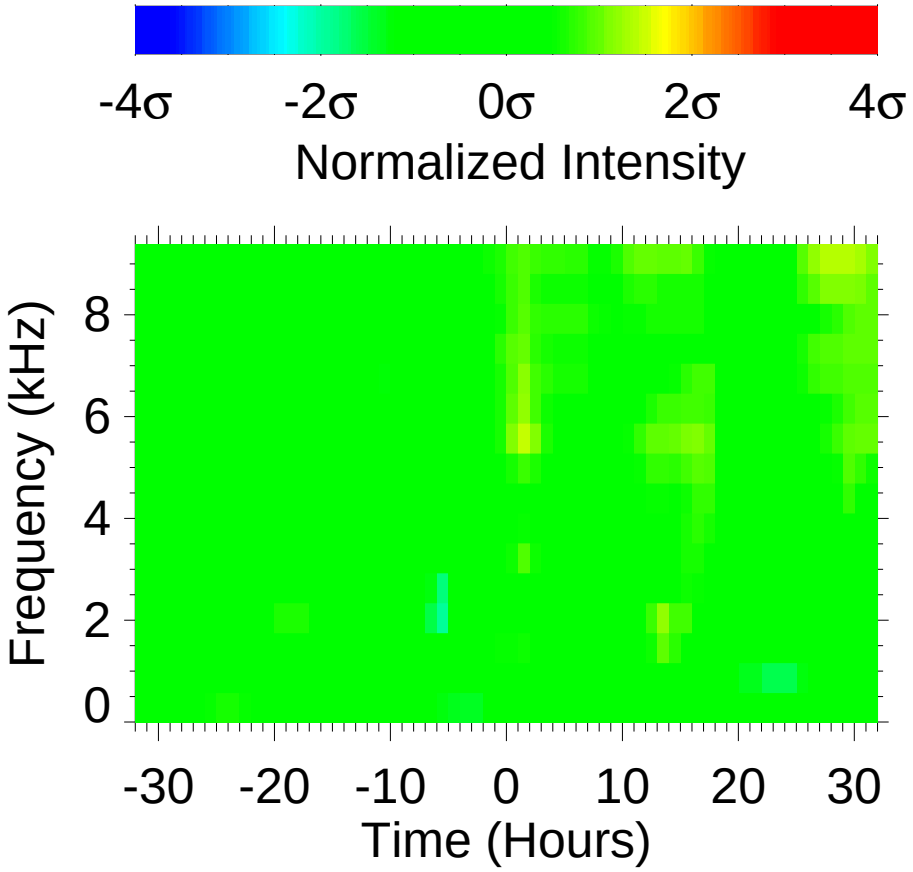
Jeden z výsledků, které jsme získali, je znázorněn na obrázcích 6.9, 6.10, 6.11. Ukazuje průměrné frekvenčně-časové spektrogramy získané v blízkosti zemětřesení (vzdálenost průmětu družice na zemský povrch od epicentra méně než 6°) pro všechny tři zkonstruované relativní mapy seismických emisí.



Obrázek 6.9: Průměrný frekvenčně-časový spektrogram elektromagnetických emisí pozorovaných v blízkosti epicentra (úhlová vzdálenost méně než 6°) získaný z reálné mapy seismických emisí pro povrchová (hloubka méně než 40 km) zemětřesení s magnitudou větší než 4.8.

Jako první je zobrazen spektrogram získaný z původní, reálné, mapy – tj. mapy vypočtené pro povrchová zemětřesení (hloubka menší než 40 kilometrů) s magnitudou větší než 4.8. Další dva spektrogramy byly získány pro mapy fiktivní: pro zemětřesení s náhodně vygenerovanými polohami a časy a pro zemětřesení umístěná na správných pozicích, ale s časy náhodně generovanými.

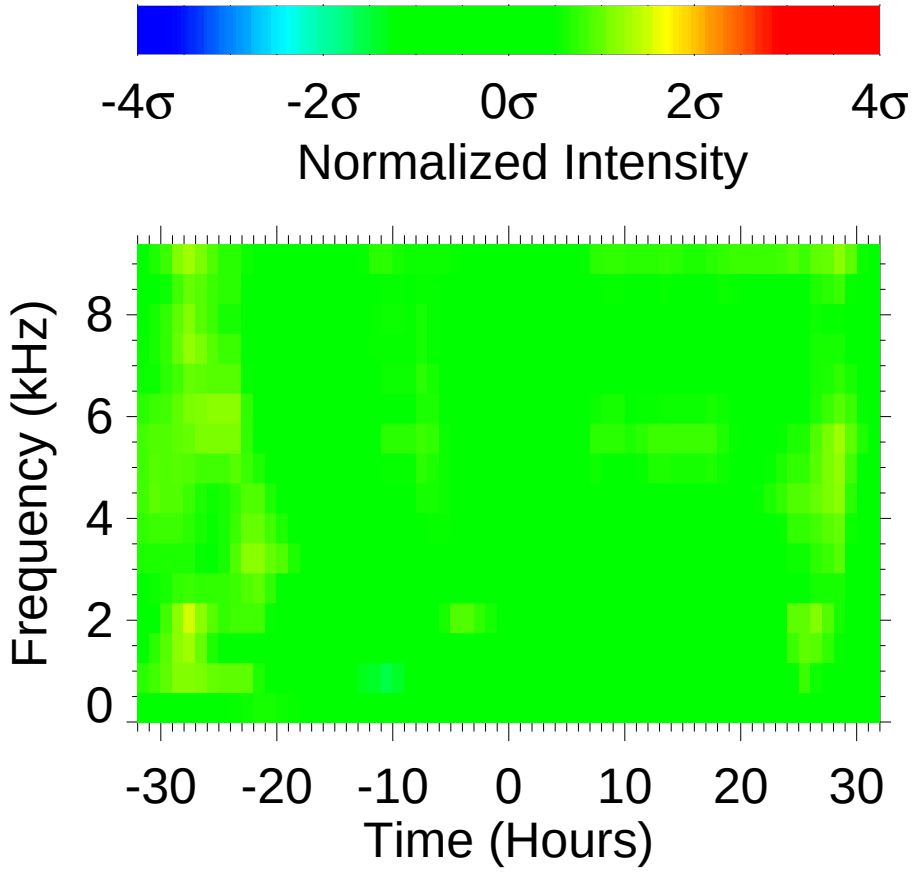
Z výsledků získaných pro reálnou relativní mapu seismických emisí (obrázek 6.9) je vidět, že normovaná intenzita emisí klesá krátce před zemětřesením na frekvencích okolo 1 kHz. Po tomto náhlém poklesu se intenzita navrací do svých původních, očekávaných, hodnot a následně roste přibližně 11 hodin po skončení hlavního otřesu. Tento efekt je velmi významný a registrovatelný



Obrázek 6.10: Stejné jako 6.9, ale pro první fiktivní mapu seismických emisí (tj. náhodně generovaná místa i časy zemětřesení).

až přibližně do 30 hodin po skončení zemětřesení. Poněkud slabší nárůst intenzity registrovaných emisí je navíc pozorován i krátce před zemětřesením. Obě oblasti zvýšených intenzit (před i po) jsou přitom pozorovány ve zhruba stejném frekvenčním rozsahu, přibližně od 3 do 10 kHz.

Frekvenčně-časová spektra získaná z fiktivních relativních map seismických emisí (obrázky 6.10 a 6.11) splňují naše očekávání (viz sekce 5.4.4) a představují vlastně jen Gaussovský šum. To dokládá i obrázek 6.12, který zachycuje rozdělení hodnot v relativní mapě seismických emisí. Plnou čarou je zde znázorněno rozdělení hodnot pro první fiktivní mapu (náhodně generované polohy i časy zemětřesení), čarou přerušovanou pak rozdělení hodnot pro mapu reálnou (zemětřesení s hloubkou menší než 40 km a magnitudou větší než 4.8). Je dobře patrné, že zatímco rozdělení hodnot ve fiktivní mapě se řídí Gaussovou rozdělovací funkcí se střední hodnotou 0.5, je rozdělení

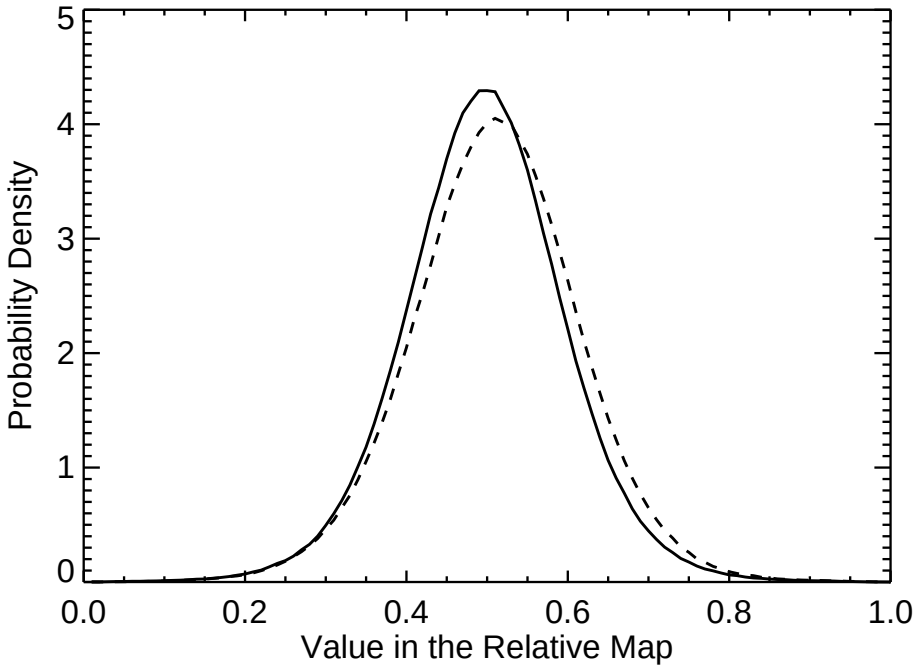


Obrázek 6.11: Stejné jako 6.9, ale pro druhou fiktivní mapu seismických emisí (tj. správná místa a náhodně generované časy zemětřesení).

hodnot v reálné seismické mapě lehce posunuto směrem k vyšším intenzitám a deformováno. Tento efekt by se sice na první pohled mohl zdát velice slabý, ale je nutno mít na paměti, že toto rozdělení bylo získano z celé relativní mapy seismických emisí, a tedy i z míst značně vzdálených od epicentra, kde je efekt zemětřesení již prakticky zanedbatelný.

Pokud bychom vykreslili stejné rozdělení hodnot jen z části relativní mapy nacházející se blízko epicentra, byl by efekt výrazně silnější, jak dokládá obrázek 6.13. Ten byl získán pro vzdálenosti od epicentra menší než 6°, tzn. použili jsme stejné kritérium jako u frekvenčně-časového spekrogramu na obrázku 6.9.

Rozměry ovlivněné oblasti je možno odhadnout pomocí obrázků 6.14 a 6.15. Na nich je znázorněna normovaná intenzita emisí v závislosti na vzdálenosti od epicentra a času hlavního šoku. Abychom mohli výsledek zakreslit do

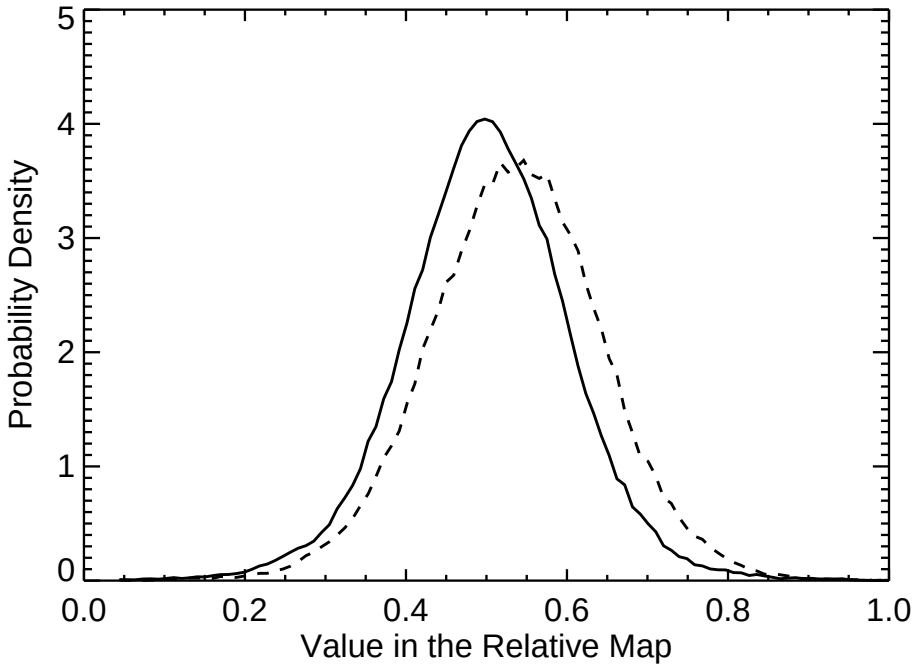


Obrázek 6.12: Rozdělení hodnot v relativní mapě seismických emisí se řídí (téměř) Gaussovou distribucí. Přerušovaná čára byla získána pro reálnou mapu (zemětřesení s hloubkou menší než 40 km a magnitudou větší než 4.8), plná čára pak pro mapu fiktivní (náhodně generované polohy i časy zemětřesení), a představuje tedy vlastně jen přírodní pozadí nezávisející na seismické aktivitě.

dvourozměrného obrázku s barevným kódováním intenzity, bylo nutné zvolit pevná frekvenční pásma pro vykreslení závislosti. Vzhledem k výše popsanému očekávanému spektru emisí jsme zvolili tato dvě frekvenční pásma: (a) 586–1152 Hz (b) 5273–9375 Hz. Výsledky ukazují, že rozměry ovlivněné oblasti jsou přibližně 200 km pro pokles intenzity v době zemětřesení a téměř 1000 km pro oba vzrůsty intenzity (před i po zemětřesení). Za zvýšenou pozornost dále stojí fakt, že zatímco pokles intenzity je situován přesně nad epicentrem, oblasti se zvýšenou intenzitou emisí jsou přibližně o 200 km posunuty.

Analýzu, jejíž výsledky jsme zde detailně popsali pro povrchová zemětřesení (hloubka méně než 40 kilometrů) s magnitudou větší než 4.8, jsme provedli rovněž pro:

- všechna zemětřesení s magnitudou větší než 4.8

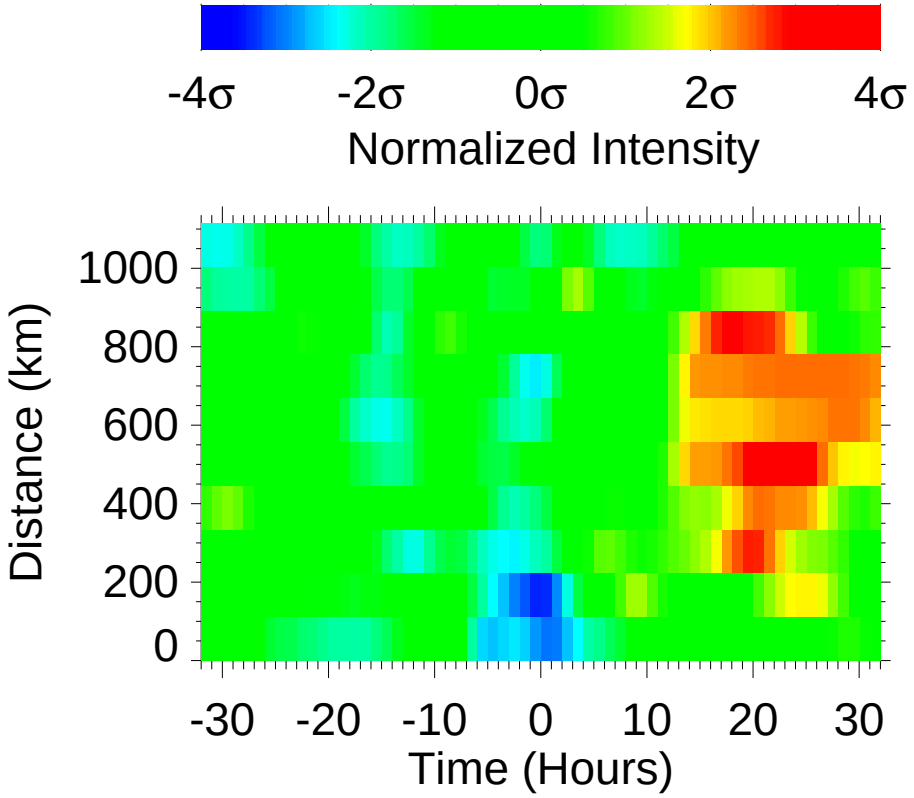


Obrázek 6.13: Stejné jako obr. 6.12, ale tentokrát získané jen z části relativní mapy seismických emisí, která se nachází blízko epicentra (blíže než 6°).

- povrchová zemětřesení (hloubka méně než 40 kilometrů) s magnitudou větší než 5.0
- všechna zemětřesení s magnitudou větší než 5.0

Získané výsledky jsou kvalitativně shodné s výsledky popsanými, liší se prakticky pouze velikostí pozorovaných maxim/minim. Důležitým zjištěním je, že při započítání pouze povrchových zemětřesení je pozorovaný efekt silnější; ukazuje se dokonce, že započítáme-li pouze hluboká zemětřesení (poloha epicentra hlouběji než 40 km), nepozorujeme prakticky žádný vliv na intenzitu elektromagnetických vln v ionsféře (ačkoli počet takovýchto hlubinných zemětřesení je poměrně nízký a příslušná směrodatná odchylka v naší studii tedy vysoká). Pozorovaný efekt je rovněž (dle očekávání) silnější pro zemětřesení s větší minimální požadovanou magnitudou (tj. 5.0). Počet zemětřesení s magnitudou větší než 4.8 je však v porovnání s počtem zemětřesení s magnitudou větší než 5.0 téměř dvojnásobný a v konečných výsledcích (tj. ve vztahu ke směrodatné odchylce) se nakonec ukazuje být toto kritérium výhodnější.

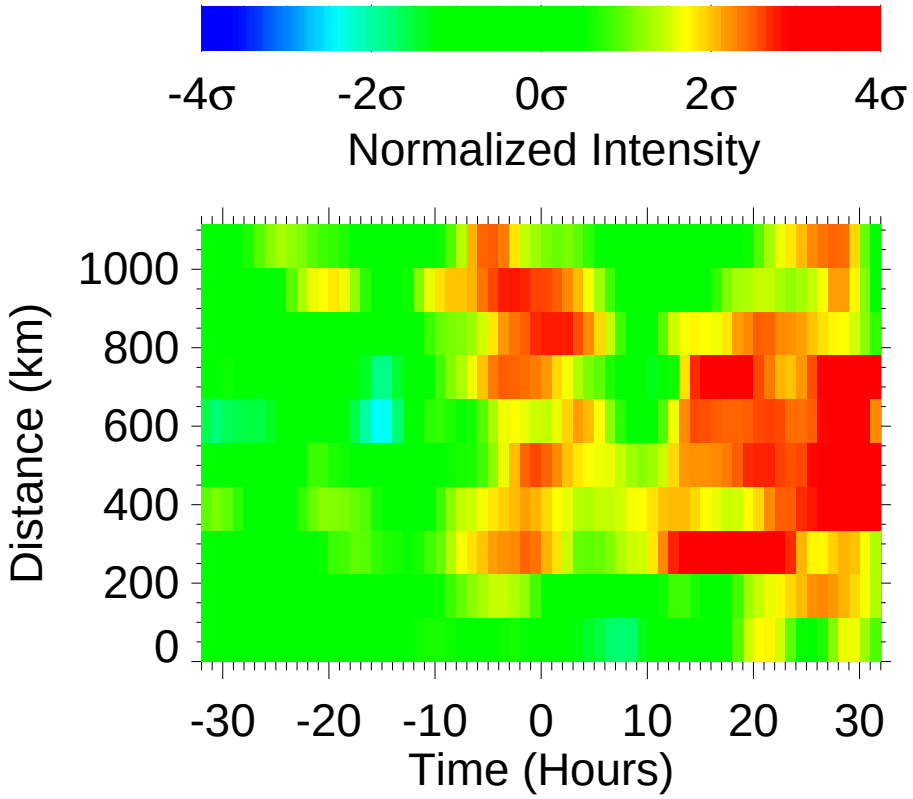
Naše studie se od statistických studií provedených v minulosti (viz sekce



Obrázek 6.14: Normovaná intenzita emisí v závislosti na vzdálenosti od epicentra a času od hlavního šoku pro frekvenční rozsah 586–1152 Hz.

2.3.4) liší ve dvou základních věcech. V první řadě používá zcela jedinečný soubor dat získaný družicí DEMETER, která byla vypuštěna primárně právě za účelem studia elektromagnetických efektů v ionosféře v souvislosti se seismickou aktivitou (viz kapitola 4).

Druhým – neméně podstatným – rozdílem je pak použití zpracování dat ve dvou krocích, kdy v prvním kroku vytváříme takzvanou absolutní mapu elektromagnetických emisí, popisující očekávané hodnoty měřených intenzit pro různá místa orbitu družice a různé přírodní podmínky. Tento koncept sice není zcela nový, nicméně pravděpodobně poprvé byl takto pečlivě a systematicky aplikován: nespokojili jsme se s popisem rozložení intenzity pouze pomocí střední hodnoty a směrodatné odchylky (tj. jeho prvních dvou momentů), jelikož tento způsob popisu považujeme vzhledem ke značné nesymetričnosti rozdělení a jeho odlišnosti od rozdělení Gaussova za silně nevhodný. Namísto toho jsme ukládali rozložení jako celek (ve formě histogramu) a v dalším zpracování jsme používali hustotu pravděpodobnosti z něj odvoze-



Obrázek 6.15: Stejné jako obrázek 6.14, ale pro frekvenční rozsah 5273–9375 Hz.

nou pro výpočet takzvané relativní intenzity (pravděpodobnosti) – viz sekce 5.4.2. Ze statistického pohledu je předkládaná metoda dobře propracována a získané výsledky se dobře shodují s výsledky očekávanými (sekce 5.4.4).

Objevená korelace mezi seismickou aktivitou a intenzitou elektromagnetických emisí pozorovaných družicí je na úrovni čtyř směrodatných odchylek (a to jak pro pokles v době zemětřesení, tak pro vzrůst po zemětřesení; vzrůst před zemětřesením je o něco slabší), ze statistického hlediska tedy dobře průkazná. Navíc je ovšem třeba uvážit (viz obr. 6.9), že se nejedná o jednotlivé izolované body, ale o větší skupiny bodů s téměř stejnou intenzitou, což dále zvyšuje statistickou průkaznost získaných výsledků.

Hlavním problémem předkládané systematické studie je otázka směru a způsobu šíření signálu z místa zemětřesení do ionosféry. Ačkoli se v předkládané práci omezujeme na přímé (tj. kolmé na povrch Země) šíření signálu z místa epicentra na družici, je zřejmé, že se nejedná o jedinou možnost (viz sekce 5.4.6). Nalezená korelace mezi seismickou aktivitou a intenzitou pozo-

rovaných vln však ukazuje, že předpoklad o kolmém šíření – i když ne zcela správný – je pro předkládanou studii dostatečný. V souvislosti s tím je však nutné zmínit výsledky uvedené na obrázcích 6.14 a 6.15, ze kterých jasně vyplývá, že oblast rostoucí intenzity elektromagnetických emisí se nenachází přímo nad epicentrem, ale je o několik stupňů posunuta (může být důvodem této odchylky původ v akusticko-gravitačních vlnách šířících se z epicentra?). Na druhou stranu pokles intenzity v době zemětřesení se zdá být lokalizován prakticky přesně přímo nad epicentrem. Rozměry oblasti, ve které je pozorován pokles intenzity, jsou přitom relativně malé ($1-2^\circ$ oproti 6° pro růst intenzity), v dobré shodě s velikostí „přípravné zóny zemětřesení“ popsané v sekci 2.3.2. To, společně se zcela odlišným frekvenčním rozsahem a charakterem pozorovaných jevů, jasně ukazuje na jejich odlišnou přírodní podstatu.

Zatímco pokles intenzity emisí v době zemětřesení znamená jinými slovy vlastně takovou změnu přírodních podmínek, že dojde k zeslabení běžných vln tvořících přírodní pozadí (podobný efekt popsal a diskutoval *Vodyanitskii a kol.* (1990) pro uměle provedený experiment), vzrůst intenzity emisí před/po zemětřesení vyžaduje existenci určitého signálu nesoucího energii.

Studium relativních map seismických emisí konstruovaných pro různé prahy magnitud a různé požadované hloubky zemětřesení nás vede k závěru, že ionosférické efekty spojené se seismickou aktivitou jsou – dle očekávání – silnější pro větší prahové magnitudy. Rovněž se ukazuje, že efekt je silnější pro zemětřesení, jejichž epicentrum se nachází blízko povrchu Země. Pro hlubinná zemětřesení (hloubka více než 40 km) pak efekt prakticky zaniká. Tyto závěry jsou v dobré shodě s již publikovanými studiemi.

Vzhledem k tomu, že se – kvůli teoretické možnosti využití pro krátkodobé předpovědi – zajímáme především o změnu intenzity vln v době před zemětřesením, je nutné si uvědomit, že námi pozorovaný vzrůst intenzity může být způsoben „efektem dotřesů (after-shocks)“. Z postupu, jakým provádíme studii, totiž vyplývá, že jedna a tatáž změřená data (tj. data změřená družicí v nějaký stanovený čas) mohou být započítána pro několik různých zemětřesení, pokud se tato nachází v dostatečné blízkosti a doba, kdy nastal hlavní otřes, není příliš vzdálena od doby měřených dat. Uvažujme existenci dvou zemětřesení následujících po sobě na stejném místě s odstupem přibližně jeden den (zhruba odpovídá časové prodlevě mezi pozorovanými vrůsty intenzit před a po zemětřesení). Ačkoli by v takovém případě reálně existoval pouze vzrůst intenzity po zemětřesení, my bychom jej (díky druhému zemětřesení v řadě, které způsobuje započítávání stejných dat ještě jednou, tentokrát však posunutých o přibližně den zpátky) interpretovali jako vzrůst intenzity před i po zemětřesení. Tento efekt bohužel nemůžeme zcela vyloučit. Možností by zřejmě bylo vyřazení všech zemětřesení, v jejichž blízkosti nastalo

v určitém časovém okolí jiné poměrně silné zemětřesení, nicméně volba příslušných kritérií je více než ošidná. Při volbě „příliš striktních“ kritérií se vystavujeme riziku, že výsledný soubor studovaných dat bude příliš malý, neumožňující provedení statistické studie; volba „příliš mírných“ kritérií pak prakticky ztrácí smysl, jelikož problém možnosti vzájemně se ovlivňujících dat nevyřeší a jen do naší studie přinese další uměle zaváděný prvek.

Otázkou zůstává, zda by nebylo možné dále zpřesnit (tj. zvýšit statistickou významnost získaných výsledků) naši studii dalším snížením požadované minimální magnitudy. Tuto možnost nelze samozřejmě zcela vyloučit. Přesto se domníváme, že námi zvolený práh 4.8 na magnitudu je rozumný a jeho další snižování by vedlo spíše jen ke zbytečnému nárůstu výpočetního času.

Kapitola 7

Závěr

Představili jsme výsledky pozorování PLHR družicí DEMETER. Použili jsme přitom data změřená během prvního roku činnosti družice, takto obrovské množství dat bylo možno zpracovat díky využití automatického identifikačního algoritmu. Celkem jsme v 865 hodinách dat s vysokým rozlišením nalezli 23 událostí PLHR (10 s frekvenční vzdáleností spektrálních čar 50/100 Hz a 13 s frekvenční vzdáleností spektrálních čar 60/120 Hz). Naše výsledky ukazují, že:

- PLHR se vyskytují během nízké i vysoké geomagnetické aktivity, žádná z nich se nezdá být výrazně preferována.
- Pozorovaná frekvenční vzdálenost všech PLHR emisí dobře odpovídá frekvenci elektrických sítí v pravděpodobných místech vzniku.
- Frekvence pozorovaných PLHR odpovídají celým násobkům frekvence příslušné elektrické sítě v 65 procentech případů.
- Maximální intenzita pozorovaných PLHR událostí roste s Kp indexem a je větší během noci. Zdá se tedy být částečně spojena s intenzitou přírodního pozadí. Možným vysvětlením je, že elektromagnetické emise vyzářené elektrickou sítí jsou modulované plazmatickým prostředím. Denní/noční asymetrie účinnosti průchodu elektromagnetických vln z povrchu Země do ionosféry však může rovněž hrát jistou roli.
- Ve 26 procentech případů (ty nejvíce intenzivní) pozorujeme rovněž magnetickou komponentu PLHR. Tato pozorování jsou konzistentní s šířením elektromagnetické pravotočivě polarizované vlny ve hvizdovém módu.

Provedli jsme rovněž pečlivou statistickou studii elektromagnetických jevů spojených se seismickou aktivitou používající unikátní soubor dat z nově

vypuštěné francouzské družice DEMETER. Celkem jsme analyzovali 4385 hodin dat ve více než 7800 půlorbitech získaných během prvních patnácti měsíců její činnosti. Zpracování dat probíhalo ve dvou krocích. V prvním jsme zkonstruovali tzv. absolutní mapu elektromagnetických emisí, která popisuje očekávané hodnoty intenzit v daném místě dráhy družice za daných přírodních podmínek. Ve druhém kroku zpracování pak tuto mapu používáme k zavedení tzv. relativní intenzity (pravděpodobnosti) a následně relativní mapy seismických emisí. Naše výsledky ukazují, že:

- Existuje korelace mezi výskytem zemětřesení a intenzitou elektromagnetických vln detekovaných v ionosféře.
- Intenzita nízkofrekvenčních (přibližně 1 kHz) fluktuací elektrického pole klesá v době zemětřesení.
- Na vyšších frekvencích (frekvenční rozsah asi 3–10 kHz) je možno pozorovat zvýšenou intenzitu vln v souvislosti se zemětřesením, a to jak před, tak po hlavním šoku. Zvýšení intenzity po hlavním šoku je však výrazně silnější, intenzita emisí se vrací na svou původní hodnotu až asi den a půl po skončení zemětřesení.
- Rozměry oblasti, kde dochází k poklesu intenzity vln v době zemětřesení, jsou asi $1 - 2°$, rozměry oblasti se zvýšenou intenzitou (před i po zemětřesení) jsou přibližně $6°$. Zatímco oblast se sníženou intenzitou se nachází přímo nad epicentrem, oblasti se zvýšenou intenzitou jsou o několik stupňů posunuty.
- Pozorovaný efekt je silnější pro zemětřesení s větší magnitudou a pro povrchová zemětřesení. Pro hlubinná zemětřesení (hloubka epicentra větší než 40 km) nebyl žádný efekt pozorován.

Příloha A

Souřadnicové systémy

A.1 Úvod

Vlnová data (ICE a IMSC) jsou měřena v souřadné soustavě senzorů. Pokud se jedná pouze o jednu komponentu pole (VLF nebo HF rozsah), není možná žádná další transformace, data zůstanou v této souřadné soustavě. Pokud jsou měřeny všechny tři komponenty (ULF nebo ELF rozsah), mohou být data transformována do jiného souřadného systému. Konkrétní námi používané souřadné systémy jsou:

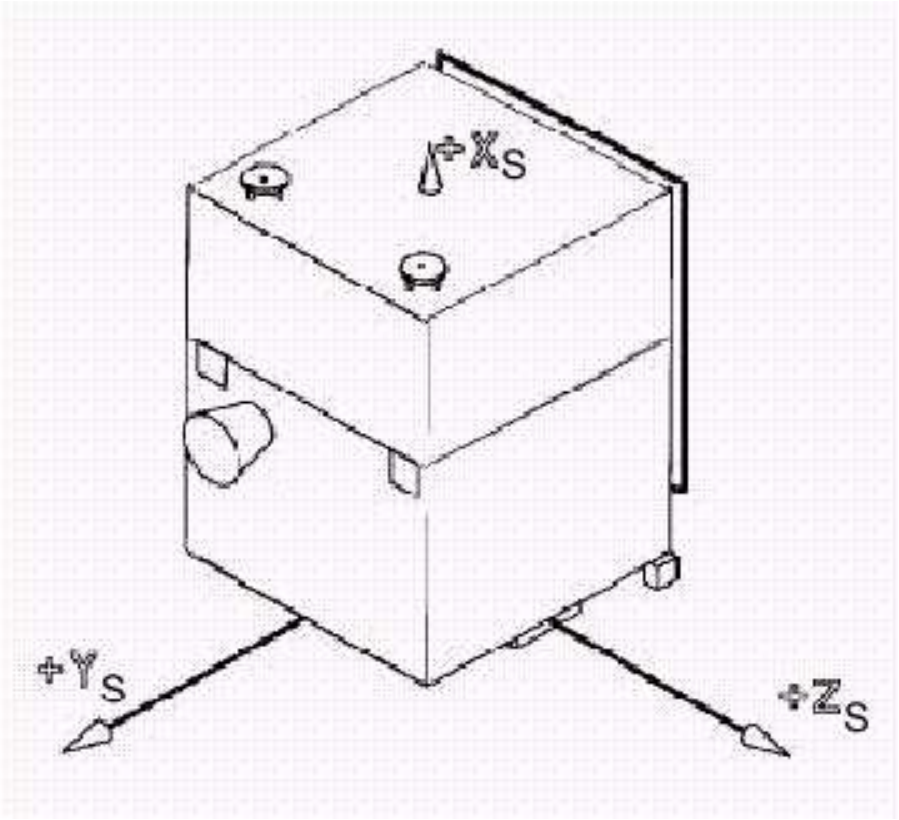
- souřadný systém spojený s družicí
- lokální geomagnetický systém

Pokud jedna z antén selže a my tak přijdeme o některou ze složek pole, nebude již možné transformaci provést a data zůstanou v souřadné soustavě senzorů.

A.2 Souřadný systém spojený s družicí

Souřadný systém spojený s družicí (viz obr. A.1) je definován třemi hlavními osami družice:

- X ... Nadir (směr k Zemi)
- Y ... ve směru normály k orbitu
- Z ... ve směru rychlosti družice



Obrázek A.1: Družicový souřadný systém.

A.3 Souřadný systém senzorů

A.3.1 Elektrické senzory

Polohy elektrických senzorů vyjádřené v souřadné soustavě spojené s družicí jsou:

- S_1: x = 546 mm, y = 4417 mm, z = 247 mm
- S_2: x = 1006 mm, y = -4348 mm, z = -202 mm
- S_3: x = 3668 mm, y = 125 mm, z = -2906 mm
- S_4: x = 3668, y = -400 mm, z = 3141 mm

Označme $\overrightarrow{V^{sensor}}$ vektor měřený v souřadném systému senzorů, $\overrightarrow{V^{satellite}}$ vektor v souřadném systému spjatém s družicí. Transformační vztah mezi

těmito vektory

$$\overrightarrow{V^{satellite}} = \mathbf{A} \cdot \overrightarrow{V^{sensor}}, \tag{A.1}$$

kde **A** je příslušná transformační matice, má pak, v závislosti na použité kombinaci senzorů, tvar:

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \\ E_z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0.0523 & 0.5056 & -0.0494 \\ -0.9973 & -0.6952 & -0.0864 \\ -0.0511 & -0.5108 & 0.9950 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} E_{12} \\ E_{13} \\ E_{34} \end{pmatrix}$$

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \\ E_z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0.0523 & 0.4487 & -0.0494 \\ -0.9973 & -0.7660 & -0.0864 \\ -0.0511 & 0.4603 & 0.9950 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} E_{12} \\ E_{14} \\ E_{34} \end{pmatrix}$$

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \\ E_z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0.0523 & 0.4537 & -0.0494 \\ -0.9973 & 0.7626 & -0.0864 \\ -0.0511 & -0.4611 & 0.9950 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} E_{12} \\ E_{23} \\ E_{34} \end{pmatrix}$$

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \\ E_z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0.0523 & 0.4152 & -0.0494 \\ -0.9973 & 0.6942 & -0.0864 \\ -0.0511 & 0.5879 & 0.9950 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} E_{12} \\ E_{24} \\ E_{34} \end{pmatrix}$$

A.3.2 Magnetické senzory

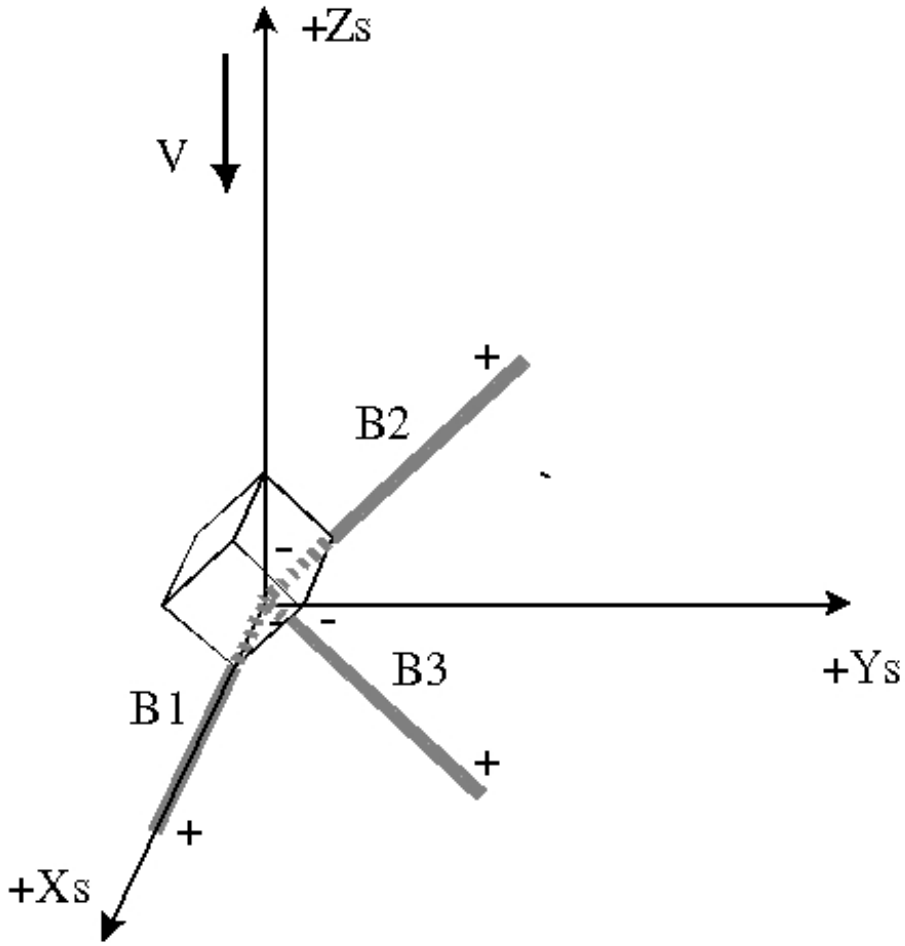
Magnetické senzory jsou na družici umístěny tak, že první z nich (B_1) je natočen ve směru osy X, druhý (B_2) je v rovině YZ, stočený o 45 stupňů vůči osám Y a Z a třetí (B_3) se nachází rovněž v rovině YZ, stočený o 45 stupňů vůči osám Y a $-Z$ (viz obr. A.2).

Transformační vztah mezi IMSC senzorovým systémem a systémem spjatým s družicí má tvar:

$$\begin{pmatrix} B_x \\ B_y \\ B_z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 1.0000 & 0.0000 & 0.0000 \\ 0.0000 & 0.7071 & 0.7071 \\ 0.0000 & 0.7071 & -0.7071 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} B_1 \\ B_2 \\ B_3 \end{pmatrix}$$

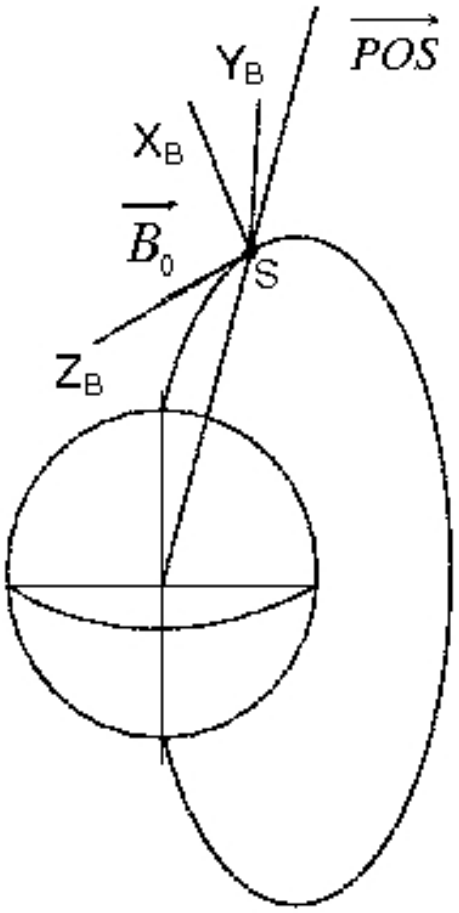
A.4 Lokální geomagnetický souřadný systém

Lokální geomagnetický souřadný systém (LGM) schématicky znázorněný na obrázku A.3 je definován pomocí vektoru magnetického pole Země $\vec{B}_0$:



Obrázek A.2: Umístění IMSC senzorů na družici.

- počátek souřadného systému je ve středu družice
- osa Z je rovnobežná s vektorem lokálního magnetického pole $\vec{B_0}$
- osa Y je dána vektorovým součinem $\vec{Z} \times \overrightarrow{POS}$, kde $\overrightarrow{POS}$ je polohový vektor družice braný od středu Země
- osa X je plně určena osami Y, Z (leží v rovnině $[\overrightarrow{POS}, \vec{B_0}]$ a má směr „od Země“)



Obrázek A.3: Lokální geomagnetický souřadný systém.

Příloha B

Publikované práce

Přiloženy jsou kopie článků bezprostředně souvisejících s tématem, na nichž se autor diplomové práce přímo podílel, ať už jako autor či spoluautor. Konkrétně se jedná o práce *Parrot a kol.* (2005); *Santolík a kol.* (2006); *Němec a kol.* (2006).

Ostatní publikace, na nichž se autor podílel v rámci studentských projektů, s tématem předkládané práce bezprostředně nesouvisející, jsou pouze uvedeny v seznamu literatury (*Santolík a kol.*, 2004; *Němec a kol.*, 2005a,b), jejich kopie přiloženy nejsou.

Literatura

Asada, T., H. Baba, M. Kawazoe, a M. Sugiura (2001), An attempt to delineate very low frequency electromagnetic signals associated with earthquakes, *Earth, Planets and Space*, *53*, 55–62.

Bell, T. F., U. S. Inan, a J. P. Luette (1982), ISEE 1 observations of VLF line radiation in the earth's magnetosphere, *J. Geophys. Res.*, *87*(A5), 3530–3536.

Berthelier, J. J., a kol. (2006), ICE, the electric field experiment on DEMETER, *Planet. Space Sci.*, *in press*.

Bullough, K. (1995), *Handbook of Atmospheric Electrodynamics*, vol. 2, chap. Power Line Harmonic Radiation: Sources and Environmental Effects, pp. 291–332, CRC Press, Boca Raton, Fla.

Cairó, L., a F. Lefeuvre (1986), Localization of sources of ELF/VLF hiss observed in the magnetosphere: Three-dimensional ray tracing, *J. Geophys. Res.*, *91*, 4352–4364.

Dobrovolsky, I. R., S. I. Zubkov, a V. I. Myachkin (1979), Estimation of the size of earthquake preparation zones, *Pageoph.*, *117*, 1025–1044.

Frid, V., A. Rabinovitch, a D. Bahat (2003), Fracture induced electromagnetic radiation, *J. Phys. D: Appl. Phys.*, *36*, 1620–1628.

Fujinawa, Y., a K. Takahashi (1990), Emission of electromagnetic radiation preceding the Ito seismic swarm of 1989, *Nature*, *347*, 376–378.

Fujinawa, Y., a K. Takahashi (1998), Electromagnetic radiations associated with major earthquakes, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, *105*, 249–259.

Fujiwara, H., a kol. (2004), Atmospheric anomalies observed during earthquake occurrences, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, doi: 10.1029/2004GL019865.

Gokhberg, M. B., V. A. Morgunov, T. Yoshino, a I. Tomizawa (1982), Experimental measurement of electromagnetic emissions possibly related to earthquakes in japan, *J. Geophys. Res.*, *87*, 7824.

Green, J. L., S. Boardsen, L. Garcia, W. W. L. Taylor, S. F. Fung, a B. W. Reinisch (2005), On the origin of whistler mode radiation in the plasmasphere, *J. Geophys. Res.*, *110*(A03201), doi:10.1029/2004JA010495.

Grimalsky, V. V., M. Hayakawa, V. N. Ivchenko, Y. G. Rapoport, a V. I. Zadorozhnii (2003), Penetration of an electrostatic field from the litosphere into the ionosphere and its effect on the D-region before earthquakes, *J. Atm. Solar-Terr. Phys.*, *65*, 391–407.

Hayakawa, M., O. A. Molchanov, T. Kodama, T. Tanaka, a T. Igarashi (2000), On a possibility to monitor seismic activity using satellites, *Adv. Space Res.*, *26*, 993–996.

Helliwell, R. A., J. P. Katsufrakis, T. F. Bell, a R. Raghuram (1975), VLF line radiation in the Earth's magnetosphere and its association with power system radiation, *J. Geophys. Res.*, *80*(31), 4249–4258.

Koons, H. C., M. H. Dazey, a B. C. Edgar (1978), Satellite observation of discrete VLF line radiation within transmitter-induced amplification bands, *J. Geophys. Res.*, *83*(A8), 3887–3889.

Larkina, V. I., V. V. Migulin, O. A. Molchanov, I. P. Kharkov, A. S. Inchin, a V. B. Schvetcova (1989), Some statistical results on very low frequency radiowave emissions in the upper ionosphere over earthquake zones, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, *57*, 100–109.

Mareev, E. A., D. I. Iudin, a O. A. Molchanov (2002), *Seismo-Electromagnetics: Litosphere–Atmosphere–Ionosphere Coupling*, chap. Mosaic Source of Internal Gravity Waves Associated with Seismic Activity, pp. 335–342, TERRAPUB, Tokyo.

Matthews, J. P., a K. Yearby (1981), Magnetospheric VLF line radiation observed at Halley, Antarctica, *Planet. Space Sci.*, *29*, 97–106.

McPherron, R. L., C. T. Russel, a P. J. Coleman (1972), Fluctuating magnetic field in the magnetosphere, *Space Sci. Rev.*, *13*, 411–454.

Means, J. D. (1972), Use of the three-dimensional covariance matrix in analyzing the polarization properties of plane waves, *J. Geophys. Res.*, *77*, 5551–5559.

Milne, J. (1890), Earthquakes in connection with electric and magnetic phenomena, *Trans. Seismol. Soc. Jpn.*, *5*, 135.

Molchanov, O. A. (1998), Subionospherical VLF signal perturbations possibly related to earthquakes, *J. Geophys. Res.*, *103*(A8), 17,489–17,504.

Molchanov, O. A., a M. Hayakawa (1998), On the generation mechanism of ULF seismogenic electromagnetic emissions, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, *105*, 201–210.

Molchanov, O. A., M. Parrot, M. M. Mogilevsky, a F. Lefeuvre (1991), A theory of PLHR emissions to explain the weekly variation of ELF data observed by a low-altitude satellite, *Ann. Geophysicae*, *9*, 669–680.

Molchanov, O. A., O. A. Mazhaeva, A. N. Goliavin, a M. Hayakawa (1993), Observation by the Intercosmos-24 satellite of ELF-VLF electromagnetic emissions associated with earthquakes, *Ann. Geophysicae*, *11*, 431–440.

Molchanov, O. A., M. Hayakawa, a V. A. Rafalsky (1995), Penetration characteristics of electromagnetic emissions from an underground seismic source into the atmosphere, ionosphere, and magnetosphere, *J. Geophys. Res.*, *100*(A2), 1691–1712.

Němec, F., O. Santolík, K. Gereová, E. Macúšová, Y. de Conchy, a N. Cornilleau-Wehrlin (2005a), Initial results of a survey of equatorial noise emissions observed by the Cluster spacecraft, *Planet. Space Sci.*, *53*, 291–298.

Němec, F., O. Santolík, K. Gereová, E. Macúšová, Y. de Conchy, M. Maksimovic, a N. Cornilleau-Wehrlin (2005b), Equatorial noise: Statistical study of its localization and the derived number density, *Adv. Space Res.*, *37*(3), 610–616.

Němec, F., O. Santolík, M. Parrot, a J. J. Berthelier (2006), Power line harmonic radiation (PLHR) observed by the DEMETER spacecraft, *J. Geophys. Res.*, *in print.*

Park, C. G., a R. A. Helliwell (1978), Magnetospheric effects of power line radiation, *Science*, *200*, 727–730.

Park, C. G., a R. A. Helliwell (1981), Power line radiation in the magnetosphere, *Adv. Space Res.*, *1*, 423–437.

Park, C. G., a R. A. Helliwell (1983), Ground observations of power line radiation coupled to the ionosphere and magnetosphere, *Space Sci. Rev.*, *35*, 131–137.

Park, C. G., a T. R. Miller (1979), Sunday decreases in magnetospheric VLF wave activity, *J. Geophys. Res.*, *84*(A3), 943–950.

Parrot, M. (1990), World map of ELF/VLF emissions as observed by a low-orbiting satellite, *Ann. Geophysicae*, *8*, 135–146.

Parrot, M. (1991), Daily variations of ELF data observed by a low-altitude satellite, *Geophys. Res. Lett.*, *18*(6), 1039–1042.

Parrot, M. (1994a), Observations of power line harmonic radiation by the low-altitude AUREOL 3 satellite, *J. Geophys. Res.*, *99*(A3), 3961–3969.

Parrot, M. (1994b), Statistical study of ELF/VLF emissions recorded by a low-altitude satellite during seismic events, *J. Geophys. Res.*, *99*, 23,339–23,347.

Parrot, M. (1995), *Handbook of Atmospheric Electrodynamics*, vol. 2, chap. Electromagnetic Noise Due to Earthquakes, pp. 95–116, CRC Press, Boca Raton, Fla.

Parrot, M., a M. M. Mogilevsky (1989), VLF emissions associated with earthquakes and observed in the ionosphere and the magnetosphere, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, *57*, 86–99.

Parrot, M., F. Němec, O. Santolík, a J. J. Berthelier (2005), ELF magnetospheric lines observed by DEMETER, *Ann. Geophysicae*, *23*, 3301–3311.

Parrot, M., a kol. (2006), The magnetic field experiment IMSC and its data processing onboard DEMETER: Scientific objectives, description and first results, *Planet. Space Sci.*, *in press*.

Pulinets, S. (2004), Ionospheric precursors of earthquakes: Recent advances in theory and practical applications, *TAO*, *15*(3), 445–467.

Rapoport, Y., V. Grimalsky, M. Hayakawa, V. Ivchenko, D. Juarez-R, S. Koshevaya, a O. Gotynyan (2004), Change of ionospheric plasma parameters under the influence of electric field which has litospheric origin due to radon emanation, *Physics and Chemistry of the Earth*, *29*, 579–587.

Rodger, C. J., N. R. Thomson, a R. L. Dowden (1995), VLF line radiation observed by satellite, *J. Geophys. Res.*, *100*(A4), 5681–5689.

Rodger, C. J., N. R. Thomson, a R. L. Dowden (1996), A search for ELF/VLF activity associated with earthquakes using ISIS satellite data, *J. Geophys. Res.*, *101*(A6), 13,369–13,378.

Rodger, C. J., M. A. Clilverd, K. H. Yearby, a A. J. Smith (1999), Magnetospheric line radiation observations at Halley, Antarctica, *J. Geophys. Res.*, *104*(A8), 17,441–17,447.

Rodger, C. J., M. A. Clilverd, K. Yearby, a A. J. Smith (2000a), Is magnetospheric line radiation man-made?, *J. Geophys. Res.*, *105*, 15,981–15,990.

Rodger, C. J., M. A. Clilverd, K. H. Yearby, a A. J. Smith (2000b), Temporal properties of magnetospheric line radiation, *J. Geophys. Res.*, *105*(A1), 329–336.

Samson, J. C. (1972), Descriptions of the polarization states of vector processes: Applications to ULF magnetic fields, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, *34*, 403–419.

Samson, J. C., a J. V. Olson (1980), Some comments on the descriptions of the polarisation states of waves, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, *61*, 115–129.

Santolík, O., a M. Parrot (1999), Case studies on wave propagation and polarization of ELF emissions observed by Freja around the local proton gyro-frequency, *J. Geophys. Res.*, *104*(A2), 2459–2475.

Santolík, O., M. Parrot, a F. Lefeuvre (2003), Singuar value decomposition methods for wave propagation analysis, *Radio Sci.*, *38*(1), doi: 10.1029/2000RS002523.

Santolík, O., F. Němec, K. Gereová, E. Macúšová, Y. de Conchy, a N. Cornilleau-Wehrlin (2004), Systematic analysis of equatorial noise below the lower hybrid frequency, *Ann. Geophysicae*, *22*, 2587–2595.

Santolík, O., F. Němec, M. Parrot, D. Lagoutte, L. Madrias, a J. J. Berthelier (2006), Analysis methods for multi-component wave measurements on board the DEMETER spacecraft, *Planet. Space Sci.*, *in press.*

Sebryakova, O. N., S. V. Bilichenko, V. M. Chmyrev, M. Parrot, J. L. Rauch, F. Lefeuvre, a O. A. Pokhotelov (1992), Electromagnetic ELF radiation from earthquake regions as observed by low-altitude satellites, *Geophys. Res. Lett.*, *19*(2), 91–94.

Sorokin, V. M., V. M. Chmyrev, a A. K. Yaschenko (2001), Electrodynamic model of the lower atmosphere and the ionosphere coupling, *J. Atm. Solar-Terr. Phys.*, *63*, 1681–1691.

Stix, T. H. (1992), *Waves in Plasmas*, chap. Wave Normal Surfaces, Waves in a Cold Uniform Plasma, pp. 1–46, Springer-Verlag New York, Inc., 175 Fifth Avenue, New York, NY 10010, USA.

Tate, J., a W. Daily (1989), Evidence of electro-seismic phenomena, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, *57*, 1–10.

Tomizawa, I., a T. Yoshino (1985), Power line radiation observed by the satellite, *J. Geomag. Geoelectr.*, *37*, 309–327.

Vodyanitskii, S. Y., A. I. Daniluskin, V. V. Krasnoselskikh, V. V. Migulin, P. A. Morozov, A. M. Natanzon, a A. E. Reznikov (1990), The change of the ELF-VLF noise level at the Earth's surface in a magnetic conjugate region during the Spacelab-2 experiment, *Adv. Space Res.*, *10*(7), 789–794.

Warwick, J. W., C. Stoker, a T. R. Meyer (1982), Radio emission associated with rock fracture: possible application to the great chilean earthquake of may 22, 1960, *J. Geophys. Res.*, *87*, 2851.

Yearby, K. H., A. J. Smith, T. R. Kaiser, a K. Bullough (1983), Power line harmonic radiation in Newfoundland, *J. Atm. and Terr. Phys*, *45*(6), 409–419.