

Elektromagnetická indukce v Zemi: pohled z oběžné dráhy

Jakub Velímský^{1,2} * Zdeněk Martinec^{1,3} a Mark E. Everett²

1. Katedra geofyziky Matematicko-fyzikální fakulty Univerzity Karlovy v Praze
2. Dept. of Geology and Geophysics, Texas A&M University, College Station, USA
3. GeoForschungsZentrum Potsdam, SRN

Abstrakt

Příspěvek se zabývá modelováním elektromagnetické (EM) indukce v nehomogenní Zemi za použití observatorních a satelitních dat. Současný nárůst výkonu výpočetní techniky a dostupnost geomagnetických měření ze satelitů na nízkých oběžných drahách otevírají této tradiční geofyzikální metodě zkoumání zemského nitra nové možnosti. V první části článku je studován vliv vodivostních nehomogenit v litosféře na pozorování satelitů Ørsted a CHAMP během klidných dní v letech 2001–2002. Ukazuje se, že trojrozměrný model, který zahrnuje vysoký vodivostní kontrast mezi oceány a kontinenty, vystihuje satelitní data o 10–15% lépe, než nejlepší sféricky symetrický model. Ve druhé části článku modelujeme EM indukcii excitovanou geomagnetickými bouřemi v komplikovaném trojrozměrném modelu pláště, odvozeném z laboratorních měření vodivosti a ze seismické tomografie. Provedené simulace poukazují na význam laterálně nehomogenní vodivosti ve středním plášti. Anomálie ve výškách typických pro nízko letící satelity predikujeme ve velikosti jednotek nT. Tyto hodnoty jsou v souladu s výsledky nedávné analýzy dat ze satelitu Magsat.

1 Úvod

Elektromagnetická (EM) indukce v zemském plášti a litosféře, vyvolaná časovými změnami systému elektrických proudů v ionosféře a magnetosféře, je tradičním předmětem geofyzikálního zkoumání již od počátku 20. století. Studium rozložení elektrické vodivosti v Zemi, tedy řešení tzv. obrácené úlohy EM indukce, doplňuje naše znalosti o průběhu teploty, která je vzhledem k převažujícímu polovodičovému chování pláště svázána s vodivostí exponenciální relací Arrheniova typu, a o chemickém a mineralogickém složení pláště a litosféry, získané jinými geovědními metodami. V tomto příspěvku se věnujeme modelování EM indukce ve sférické Zemi, tedy v celoplanetárním měřítku. Lokálními a regionálními studii vodivosti magnetotelurickými a magnetovariačními metodami se zabývá článek J. Peka v tomto čísle.

**E-mail:* velimsky@geo.tamu.edu

Zpracováním časových řad geomagnetického pole, naměřených na pozemních observatořích, byly v minulých letech vytvořeny vodivostní modely sféricky symetrické, tedy předpokládající pouze hloubkovou (1-D) závislost vodivosti (viz např. [12] a publikace tam citované). Rozvoji trojrozměrných vodivostních modelů, odpovídajících předpokládaným laterálním (horizontálním) variacím teploty v plášti, stály doposud v cestě dvě hlavní překážky: výpočetní náročnost počítačového modelování problému a nedostatečné a hlavně nepravidelné pokrytí povrchu geomagnetickými observatořemi. Nárůst výkonu výpočetní techniky a s ním spojený vývoj nových numerických postupů pro řešení rovnice EM indukce v nehomogenní Zemi v posledních deseti letech postupně odstraňují první překážku [2, 5, 7, 14 a další]. Vektorová měření geomagnetického pole, uskutečněná nízkoleticími satelity, jako byl Magsat (1979–80), jako jsou v současné době Ørsted (1999–) a CHAMP (2000–) a jako snad bude i plánovaný let roje čtyř satelitů Swarm, která hustě a rovnoměrně pokrývají celý povrch, pak mohou pomoci při překonání druhé překážky.

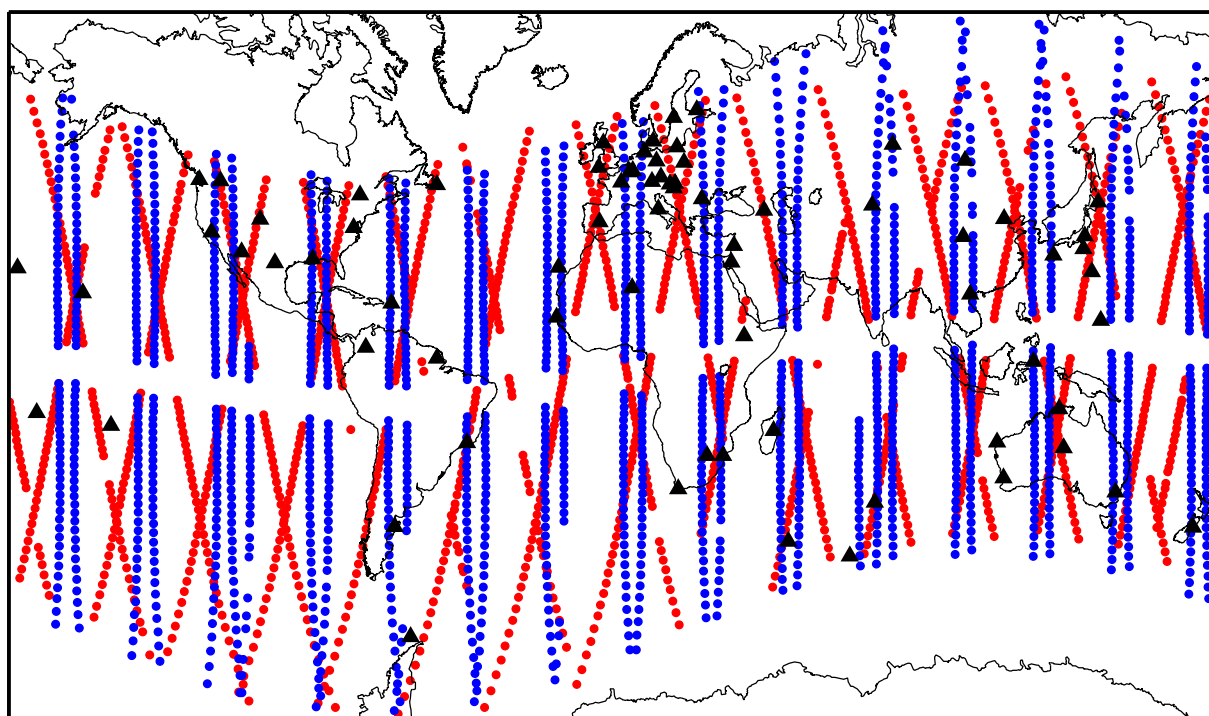
V tomto článku představujeme výsledky modelování EM indukce v nehomogenní Zemi vybuzené dvěma různými systémy vnějších proudů. Ionosférické Sq proudy (z anglického *Solar quiet* — odpovídající nízké sluneční aktivitě) jsou vyvolány pravidelným ohříváním ionosféry na straně Země přivrácené ke Slunci a jejím ochlazením na odvrácené straně. Umožňují tedy zkoumat odezvu Země na frekvenci 1 cpd (cyklů za den) a jejích vyšších harmonických frekvencích. Odezva na těchto frekvencích je citlivá především na vysoký kontrast mezi vodivou mořskou vodou a rezistivními kontinenty, ale také na vodivost svrchního pláště. Podobně jako v případě povrchových seismických vln máme totiž v rovnici EM indukce co do činění se *skin-efektem*, při kterém vlny o nižší frekvenci pronikají do větší hloubky. Vliv rozložení vodivosti v litosféře na observatorní data byl již studován dříve [4], zde se soustředíme na pozorovatelnost tohoto efektu v satelitních datech. Dlouhodobým cílem je pak zpřesnění vodivostní mapy litosféry a získání dalších údajů o vodivosti svrchního pláště.

V době zvýšené sluneční aktivity jsou Sq variace přehlušeny podstatně silnějšími Dst proudy (z anglického *disturbed* — porušený). Ty jsou tvořeny nabitými částicemi ze slunečního větru, zachycenými geomagnetickým polem a soustředěnými převážně do prstencového proudu v rovníkové oblasti ve vzdálenosti 2–7 zemských poloměrů od středu Země. Při geomagnetické bouři dochází k prudkému nárůstu prstencového proudu během několika hodin, následovanému přibližně exponenciálním útlumem, trvajícím obvykle několik dní. Magnetické pole Dst proudů proniká hluboko pod povrch, poskytující informaci o rozložení vodivosti ve svrchním a středním plášti. Ve zde představeném modelování byl z laboratorních měření vodivosti a z tomografického modelu seismických rychlostí zkonstruován trojrozměrný vodivostní model pláště. Nově vyvinutá metoda řešení EM indukce v časové oblasti [14] umožnila excitaci Dst prstencovým proudem s realistickým časovým průběhem.

2 Modelování EM indukce v nehomogenní Zemi vybuzené ionosférickými Sq proudy

Základem pro tuto studii (podrobnější popis je uveden v [15]) byl soubor dat ze tří zdrojů. Prvním zdrojem byly hodinové průměrné hodnoty vektoru magnetické indukce \mathbf{B} , které byly naměřeny na 126 pozemních geomagnetických observatořích, a které jsme obdrželi

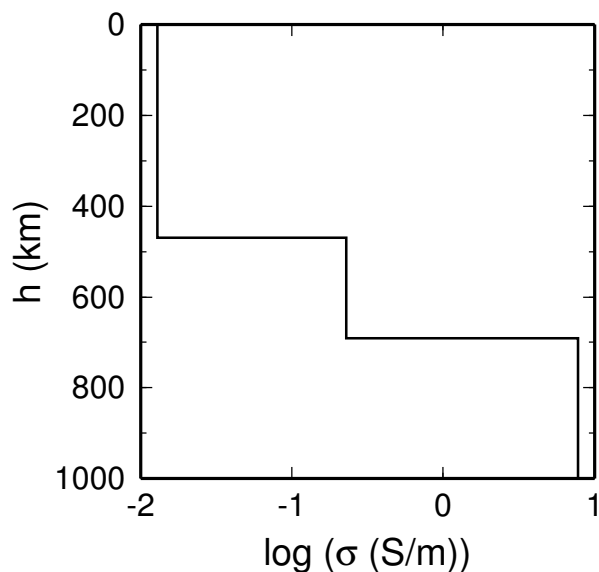
30.11. 2001, 73 pozemních stanic, Ørsted a CHAMP



Obrázek 1: Příklad distribuce dat z 30. listopadu 2001, jednoho z klidných dnů v naší databázi. Pozemní observatoře jsou vyznačeny trojúhelníčky, červené a modré tečky zobrazují měření satelity Ørsted a CHAMP. Satelitní data jsou převzorkována na časový interval 30 s.

od datového centra WDC v Kjótu. Dále jsme použili data z vektorových magnetometrů na palubách dánského satelitu Ørsted a německého satelitu CHAMP. Z let 2001–2002 jsme vybrali 52 klidných dnů, podle definice Q^* uvedené v [9], kdy geomagnetické pole bylo neporušené a působení ionosférických proudů dobře patrné. Byla vyloučena data, u nichž byly pochybnosti o jejich kvalitě, např. z důvodu nepřesného určení orientace satelitu, a také pozemní i satelitní data z nízkých ($< 5^\circ$) a vysokých ($> 60^\circ$) geomagnetických šířek, protože jsou obvykle kontaminována magnetickým polem tzv. rovníkových a polárních elektrojetů [9]. Satelitní data byla převzorkována na 30 s. Obrázek 1 ukazuje příklad pokrytí povrchu observatořemi a satelitními daty naší databáze v jeden vybraný klidný den.

Důležitým krokem, předcházejícím samotnému modelování EM indukce, bylo vytvoření modelu ionosférických Sq proudů pro každý zpracovávaný den. Z matematického hlediska totiž takový model představuje okrajovou podmínku, která je nutná k řešení rovnice EM indukce v Zemi. Nejprve bylo z dat odečteno hlavní pole pocházející z jádra, statická magnetizace kůry a signál, odpovídající magnetosférickým proudům a proudům jimi indukovaným. Použili jsme k tomu modelu Olsenova [8], založeného na měřeních satelitu Ørsted. Tento ani další použité geomagnetické modely však nebyly schopny zcela odstranit nežádoucí komponenty ze signálu. To bylo zřejmé především na konstantním posuvu observatorních dat. Avšak zatímco na pozemních observatořích je posuv snadno odstranitelný, protože máme k dispozici časovou řadu na jednom místě, v případě po-



Obrázek 2: Třívrstvý 1-D vodivostní model získaný analýzou Sq dat z pozemních observatoří.

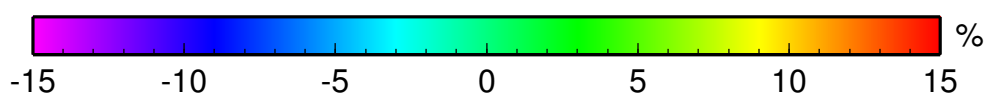
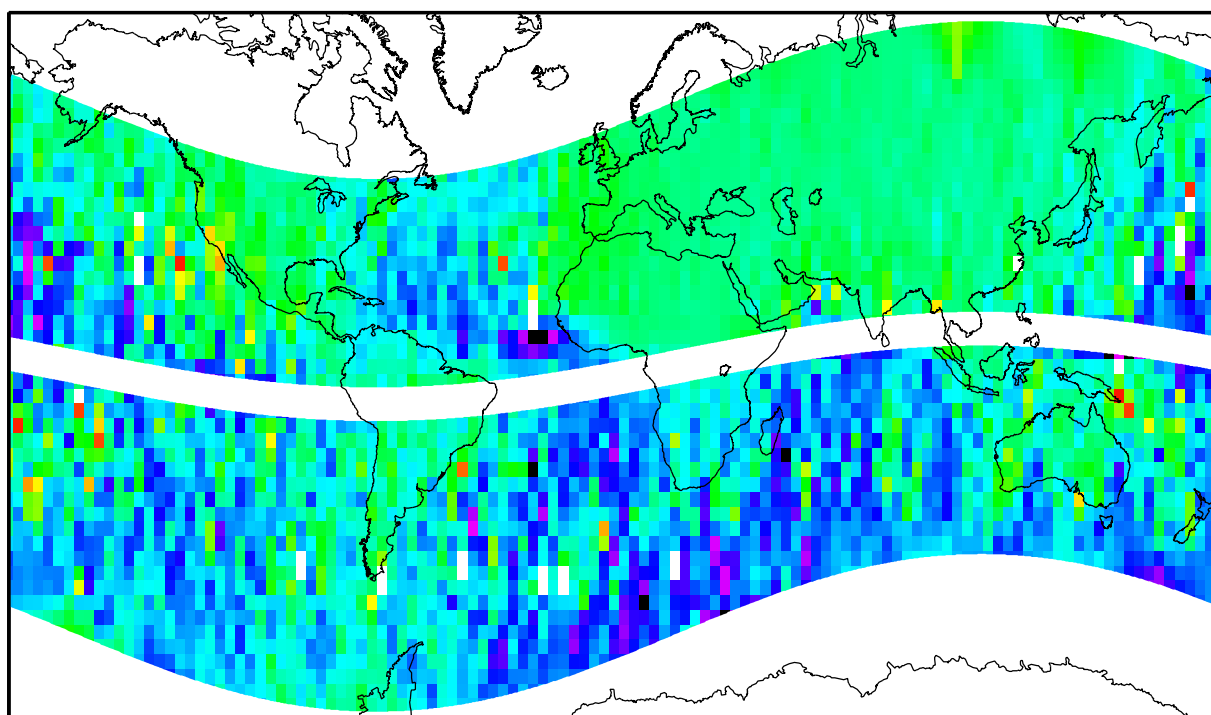
hybujícího se satelitu tak učinit nelze. Aby vstupní data do modelování nebyla zatížena touto nepřesností, byly modely ionosférických Sq proudů zatím vytvořeny bez použití satelitních dat. Odstranění této nekonzistence a zahrnutí satelitních dat do modelu proudů bude předmětem našeho dalšího snažení. Následně bylo pomocí Gaussovské sférické harmonické analýzy [9] odděleno pole primárních ionosférických Sq proudů od sekundárních proudů indukovaných v plášti a litosféře.

Za předpokladu pouze hloubkové závislosti vodivosti je možné z takto získaných sférických harmonických koeficientů snadno vyřešit i obrácenou úlohu. Námi obdrženy třívrstvý 1-D model (obr. 2) se příliš neliší od Schmuckerova [10] modelu založeném na datech z let 1964–1965 a dalších tam citovaných modelů.

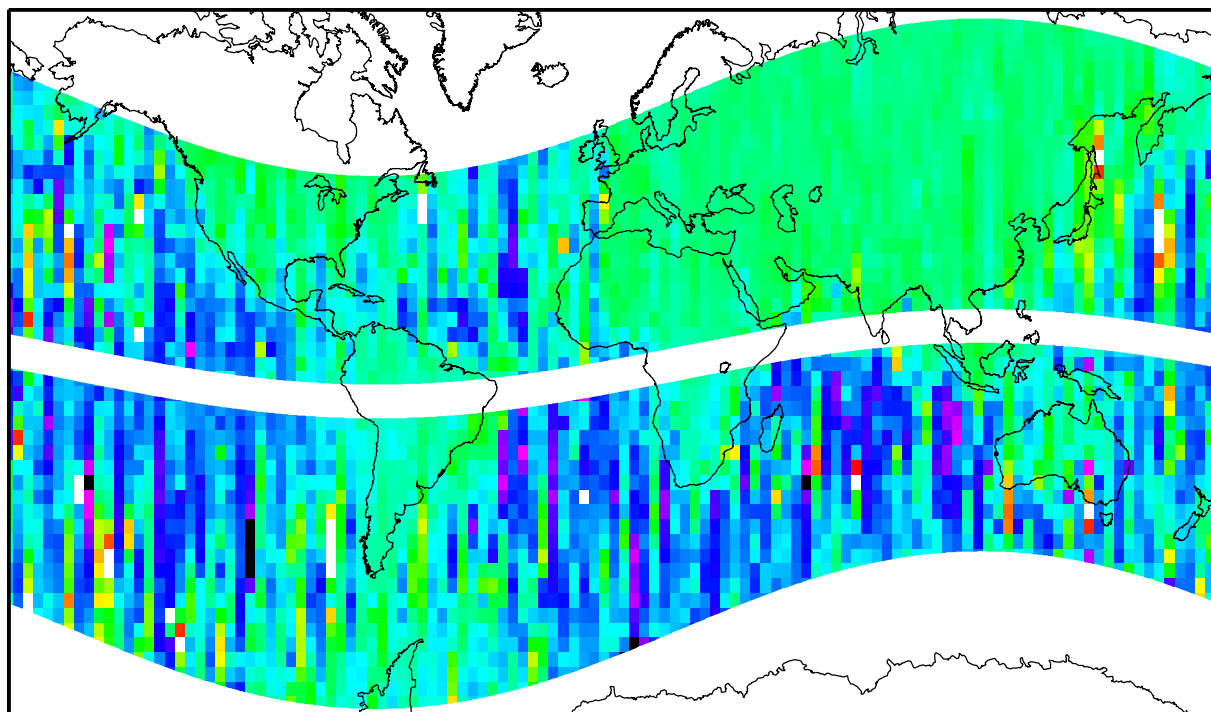
Hlavním cílem studie ovšem bylo ověřit citlivost satelitních dat na laterální variace vodivosti v litosféře. Proto byl na základě výše uvedeného 1-D modelu vytvořen trojrozměrný model tak, že ve svrchních 50 km byla umístěna nehomogenní vrstva [3]. Rozložení vodivosti v této vrstvě (viz barevná mapa na obr. 4 vlevo nahoře) je odvozeno z vodivosti a hloubky, resp. tloušťky oceánů, vyvřelých hornin, kontinentálních, oceánických a pobřežních sedimentů. Tento vodivostní model byl pro každý den v databázi excitován příslušným modelem ionosférických proudů a pomocí nové 3-D metody [14] bylo vypočteno magnetické pole podél trajektorie satelitů.

Výsledky modelování pro oba satelity jsou zobrazeny na obr. 3. Barevné mapy ukazují procentuální změnu rozdílu mezi naměřenými a vypočtenými daty pro 3-D model oproti 1-D modelu bez povrchové mapy. Vidíme, že 3-D model vystihuje satelitní data nad oceány o 10–15% lépe než jednodušší 1-D model. Citlivost na slabší variace vodivostní mapy uvnitř kontinentů je menší. Podobné zlepšení, tedy zmenšení reziduí, jsme obdrželi i na pobřežních a ostrovních observatořích. V současnosti provádíme další simulace, které naznačují, že satelitní data vyžadují zvýšenou vodivost ve svrchním plášti oproti dřívějším modelům.

Ørsted



CHAMP

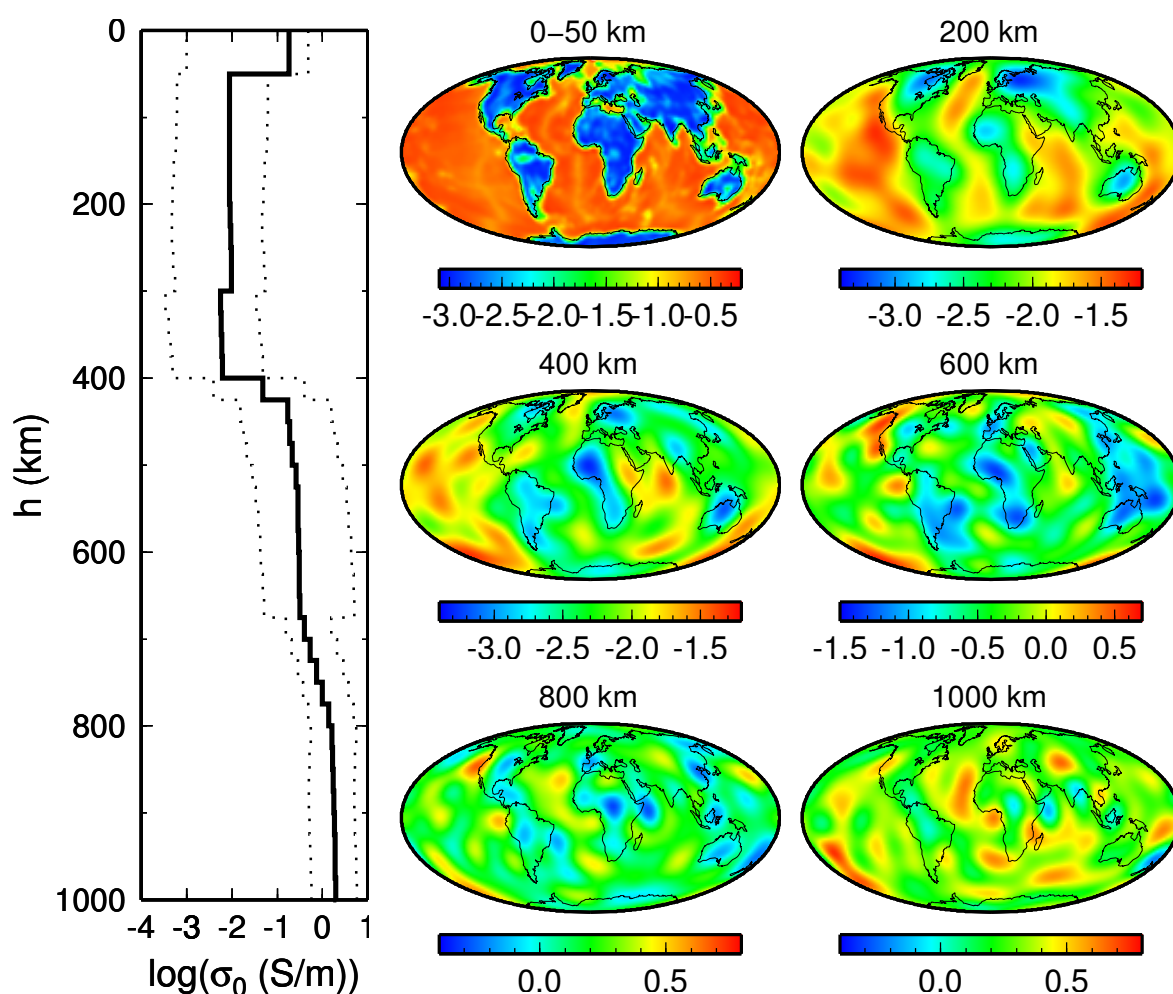


Obrázek 3: Procentuální vylepšení reziduí mezi výsledky modelování a pozorovanými daty díky použití nehomogenní mapy vodivosti ve svrchních 50 km. Relativní změny reziduí vůči 1-D modelu jsou spočteny podél trajektorie každého satelitu a zaneseny do mapy s rozlišením $3^\circ \times 3^\circ$. Mapy zahrnují data ze všech 52 dnů v databázi.

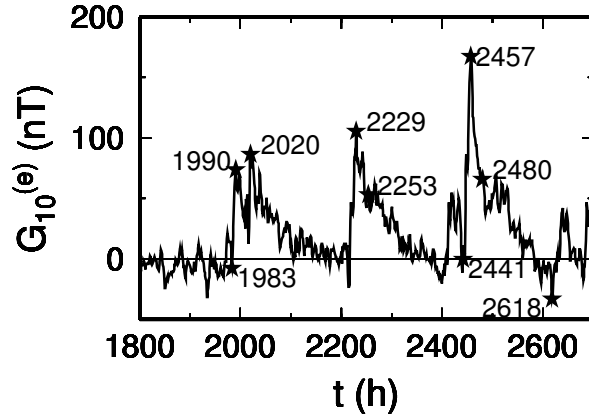
3 Modelování EM indukce v nehomogenní Zemi vybuzené prstencovým *Dst* proudem v magnetosféře

Úkolem naší druhé studie (podrobněji publikováno v [13]) bylo predikovat pole, indukované prstencovým *Dst* proudem s realistickým časovým průběhem, v nehomogenní Zemi ve výšce typické pro nízko letící satelity (cca 400 km). K tomu byla opět využita metoda [14], která, na rozdíl od tradičních spektrálních metod, používá formulaci v časové oblasti a je vhodná právě k řešení rovnice EM indukce s přechodovým buzením.

Nejprve jsme se pokusili vytvořit realistický trojrozměrný vodivostní model pláště. Vyšli jsme z 1-D modelu [16], odvozeného z vysokotlakých a vysokoteplotních laboratorních měření vodivosti plášťového materiálu (obr. 4). Laterální variace vodivosti byly do modelu vneseny na základě seismického tomografického modelu SKS12WM13 [6]. Přestože vztahy mezi elektrickou vodivostí, teplotou a rychlostí seismických vln v plášti jsou komplikované a ne zcela známé, platí základní korespondence mezi chladným, rezistivním



Obrázek 4: Trojrozměrný vodivostní model litosféry, svrchního a středního pláště. Vlevo je plnou čarou zobrazen hloubkový 1-D průběh vodivosti založený na laboratorních měřeních podle [16]. Laterální variace se pohybují v rozmezí vyznačeném tečkovanými čarami. První barevná mapa vpravo zobrazuje vodivost v litosféře ve svrchních 50 km. Další mapy představují řezy vodivostního modelu založeného na seismické tomografii v hloubkách 200, 400, 600, 800 a 1000 km. Barevné škály odpovídají $\log(\sigma$ (S/m)).



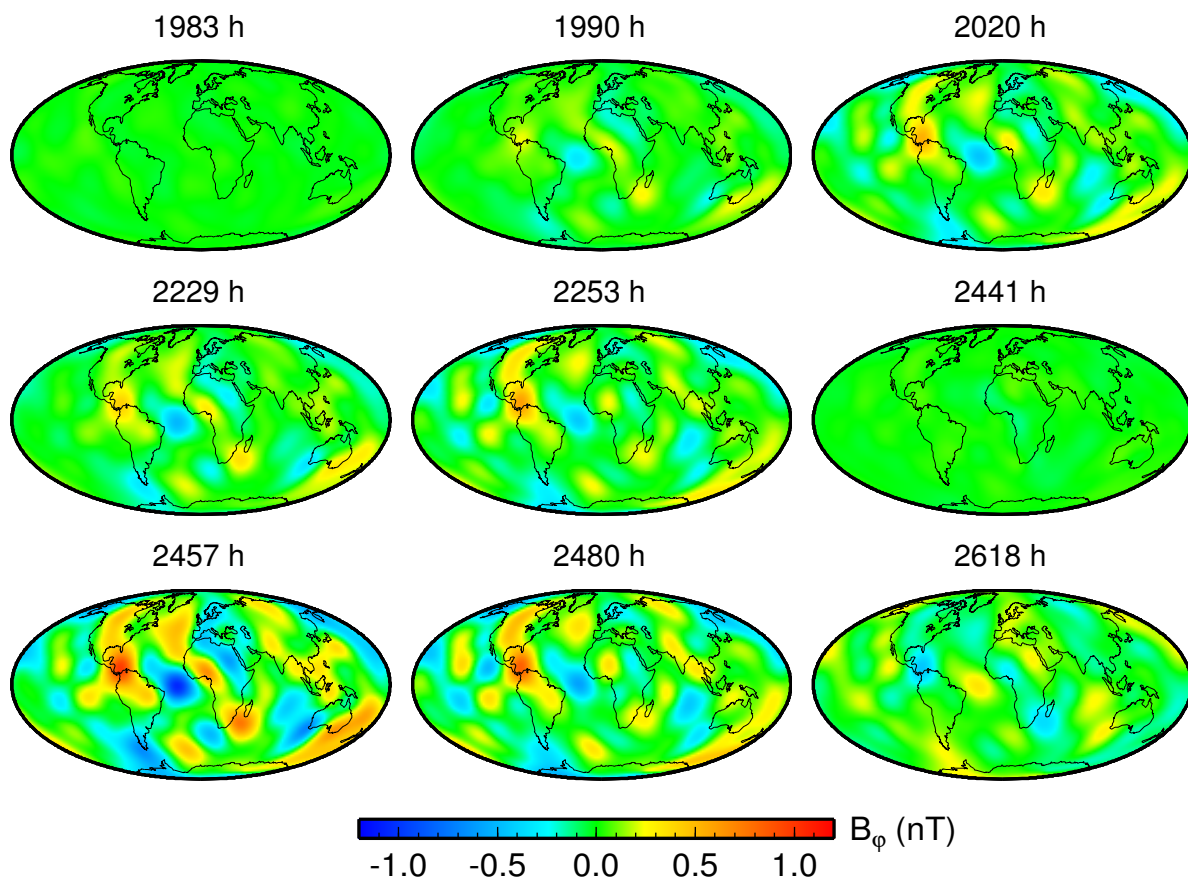
Obrázek 5: Koeficient $G_{10}^{(e)}$, který popisuje dipólový prstencový proud. Čas $t = 0$ odpovídá 5. listopadu 1979, 0:00 UT. Zobrazený interval zahrnuje tři geomagnetické bouře mezi 24. lednem a 27. únorem 1980. Hvězdičky vyznačují časové okamžiky zobrazené v obrázku 6.

a „rychlým“ pláštěm na straně jedné a teplým, vodivým a seismicky „pomalým“ pláštěm na straně druhé [12]. V našem modelu jsme strukturu seismických rychlostí přeškálovali exponenciálně na vodivost tak, aby kontrast vodivosti ve svrchním plášti činil dva řády, ve spodním jeden řád. V nejsvrchnějších 50 km byla pak opět použita čtenáři již známá vodivostní mapa [3].

Tento trojrozměrný model byl otestován porovnáním vypočtených lokálních induktivních délek (*Schmucker's C-responses*) s observatorními hodnotami publikovanými Schulzem a Larsenem [11]. K výpočtu induktivních délek byla použita spektrální metoda [7] ve frekvenčním rozsahu 0,01–0,20 cpd. Na většině observatoří byly induktivní délky trojrozměrného modelu blíže observatorním hodnotám než základní 1-D model. Na některých observatořích se ovšem vyskytly značné rozdíly mezi vypočtenými a pozorovanými induktivními délkami. Celkově testy prokázaly realistickou velikost laterálních variací vodivosti v modelu, i když struktura v některých konkrétních místech nemusí odpovídat realitě.

K modelování reakce vodivostního modelu na sérii geomagnetických bouří jsme použili data z let 1979–1980, tedy z období činnosti satelitu Magsat. V prostorovém rozložení primárního *Dst* proudu jsme zachovali tradiční zjednodušení, předpokládali jsme osově symetrický prstencový proud nad geomagnetickým rovníkem. Pole takového proudu je možné v multipólovém rozvoji popsat jako pole kruhové smyčky, tedy magnetického dipólu. Velikost budícího pole v každém časovém okamžiku pak byla dána tzv. *Dst* indexem, který se stanovuje z velikosti horizontální složky pole na vybraných observatořích. Obrázek 5 zobrazuje výřez z průběhu dipólového koeficientu vnějšího pole $G_{10}^{(e)}(t)$, zachycující tři geomagnetické bouře v lednu a únoru 1980.

Výsledky modelování ukazuje obr. 6. Je na něm zobrazena složka B_φ (ve směru geomagnetické délky). Existence této složky pole je přímým důsledkem laterálních variací vodivosti v modelu, protože v případě sféricky symetrické vodivosti a osově symetrického buzení by byla nulová. Vidíme, že nejvýrazněji se projevují rezistivní anomálie v přechodové zóně (oblast fázových přechodů v plášti v hloubce 400–660 km) pod Afrikou, Amerikou a západním Pacifikem. Nezávislými výpočty s pozměněným vodivostním modelem jsme ověřili, že efekt vysoce kontrastní podpovrchové vrstvy je v případě *Dst* variací minoritní (cca 10%). Amplituda složky B_φ ve výšce 400 km dosahuje 1,2 nT. Podobně



Obrázek 6: Složka magnetického pole B_φ indukovaných proudů ve svrchním pláští přepočtená na výšku 400 km nad zemským povrchem. Časy $t = 1983$ a 2441 h odpovídají začátkům geomagnetických bouří, v časech $t = 1990, 2020, 2229$ a 2457 h bouře kulminují a časy $t = 2253, 2480$ a 2618 h zobrazují pole v průběhu relaxační fáze.

je tomu i ve vypočtených ostatních složkách vektoru \mathbf{B} . Amplitudy jejich nedipólových částí, které jsou důsledkem laterálních nehomogenit v pláští, se pohybují okolo 2,2 nT.

Zajímavé je srovnání našich výsledků s 1-D inverzí dat z Magsatu [1]. Po nalezení nejlepšího 1-D vodivostního modelu autoři uvádějí průměrná rezidua, která model nedokáže vystihnout, 5–6 nT pro složky B_r a B_θ a až 11 nT pro složku B_φ . Tato rezidua, vedle možných pozůstatků polí, jejichž původ je mimo magnetosféru a plášť, zahrnují efekt laterálních vodivostních variací a přítomnosti nedipólových komponent systému magnetosférických proudů.

Dalším krokem v modelování EM indukce, buzené magnetosférickými proudy, bude vytvoření přesnějšího, multipólového modelu těchto proudů s využitím satelitních i pozemních dat. Protože řešení úplné trojrozměrné inverzní úlohy je zatím stále mimo dosah našich výpočetních možností, připravujeme také inverzi satelitních dat ve formě lokálních 2-D řezů.

Poděkování

Tento výzkum byl podporován následujícími granty: výzkumný projekt MŠMT ČR 113200004, grant 205/00/1367 GA ČR, grant UK 238/2001/B-GEO/MFF, *National Science Foundation*

Grant EAR-0087643 a U.S.-Czech Scientific Exchange Program of the National Research Council COBASE. Ke zlepšení srozumitelnosti textu přispěli svými připomínkami L. Hanyk, C. Matyska a T. Velínský.

Literatura

- [1] S. Constable, C. Constable, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 5, Q01006, (2004)
- [2] M.E. Everett, A. Schultz, *J. geophys. Res.*, 101, B2, 2765 (1996)
- [3] M.E. Everett, S. Constable, C. Constable, *Geophys. J. Int.*, 153, 277 (2003)
- [4] A.V. Kuvshinov, D.B. Avdeev, O.V. Pankratov, *Geophys. J. Int.*, 137, 630 (1999)
- [5] A.V. Kuvshinov, D.B. Avdeev, O.V. Pankratov, S.A. Golyshev, N. Olsen: *Three-dimensional electromagnetics*, Elsevier, Holland 2002, s. 43.
- [6] X.-F. Liu, A.M. Dziewonski, *EOS Trans. Amer. Geophys. Un.*, 75, *Spring Meet. Suppl.*, 232 (1994)
- [7] Z. Martinec, *Geophys. J. Int.*, 136, 229 (1999)
- [8] N. Olsen, *Geophys. J. Int.*, 149, 454 (2002)
- [9] U. Schmucker, *Geophys. J. Int.*, 136, 439 (1999)
- [10] U. Schmucker, *Geophys. J. Int.*, 136, 455 (1999)
- [11] A. Schultz, J. Larsen, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 88, 733–761 (1987)
- [12] P. Tarits, *Surveys in Geophysics*, 15, 209 (1994)
- [13] J. Velínský, M.E. Everett, Z. Martinec, *Geophys. Res. Lett.*, 30(7), 1355 (2003)
- [14] J. Velínský, Z. Martinec, Zasláno do *Geophys. J. Int.*
- [15] J. Velínský, M.E. Everett, Zasláno do *Proceedings of 2nd CHAMP Meeting*.
- [16] Y. Xu, T.J. Shankland, B.T. Poe, *J. geophys. Res.*, 105(B12), 27 865 (2000)