

# SEISMICKÁ ANIZOTROPIE LITOSFÉRY JAKO ZÁPIS HISTORIE VZNIKU A VÝVOJE KONTINENTŮ

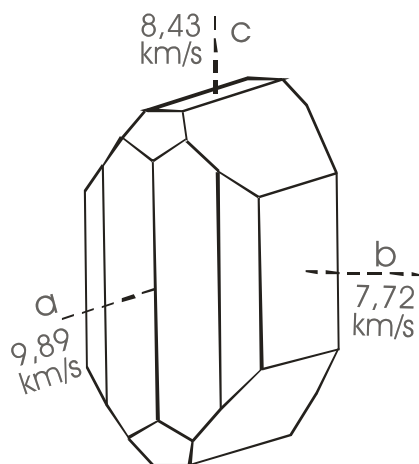
Vladislav Babuška a Jaroslava Plomerová  
Geofyzikální ústav AV ČR

*Anizotropie rychlostí seismických vln, tj. jejich závislost na směru šíření, je obecnou vlastností svrchního pevného obalu Země – litosféry. Analýza štěpení střížných vln S a směrových závislostí rychlostí podélných vln P umožňuje studovat hlubokou stavbu kontinentů. Ty jsou tvořeny mozaikou bloků s velice složitou a heterogenní kůrou a výrazně seismicky anizotropní a systematicky orientovanou stavbou plášťové litosféry, která je odrazem tektonických procesů v době vzniku i dalšího vývoje kontinentů.*

## ÚVOD

Anizotropie fyzikálních parametrů je charakteristickou vlastností minerálů jako základních stavebních prvků litosféry. Minerály reagují při své krystalizaci nebo rekrystalizaci na pole vnějších napětí a přednostně se orientují. Při dostatečném objemu orientovaných krystalů je celé prostředí anizotropní. Jsou však i další příčiny vzniku efektivní anizotropie rychlostí seismických vln, např. zvrstvení sedimentárních hornin nebo systémy orientovaných trhlin, horninových žil a jiných heterogenit v zemské kůře.

Litosféra je tvořena zemskou kůrou, jejíž tloušťka se pohybuje na kontinentech většinou kolem 30 km a rigidní částí zemského pláště – plášťovou litosférou, která je v mladých částech kontinentů mocná většinou jen několik desítek kilometrů, avšak pod geologicky starými oblastmi, např. pod Baltským nebo Kanadským štítem dosahuje tloušťky 160 až 200 km. Zatímco zemská kůra je složena z velkého množství minerálů a nejrůznějších horninových komplexů, složení subkrustální litosféry je poměrně jednoduché. Jak ukazují tzv. xenolity – sopečné vyvrženiny úlomků hornin ze zemského pláště, dominantní složkou je hořečnato-železnatý křemičitan  $(\text{Mg,Fe})_2[\text{SiO}_4]$ , minerál olivín, který zde tvoří 60 až 70% objemu. Protože olivín má vysokou elastickou anizotropii (25% pro rychlosti vln P, obr. 1) a ve velkých objemech svrchního pláště Země obvykle i výraznou přednostní orientaci krystalů, jeví se subkrustální litosféra ve většině oblastí jako anizotropní. V takovém prostředí závisí rychlosti všech typů seismických vln – podélných (P), střížných (S) i povrchových (Rayleighovy a Loveovy vlny) i jejich dynamické vlastnosti na směru šíření [1].



Obr. 1. Rychlosti podélné vlny P ve směru krystalografických os olivínu  $(\text{Mg,Fe})_2[\text{SiO}_4]$ . Rychlosti střížných vln S se v krystalu olivínu mění v rozmezí od 4,33 do 4,89 km/s a prostorové rozložení jejich variací je složité [1].

## POZOROVÁNÍ SEISMICKÉ ANIZOTROPIE

I když seismologové studují elastické vlastnosti zemského nitra již více než sto let, pozorování anizotropie šíření seismických vln v oceánské litosféře započala až v šedesátých letech 20. století [2] a systematická pozorování anizotropie kontinentální litosféry, která má mnohem složitější stavbu než oceánská, začala asi před 30 lety [3]. Zdá se, že až v posledním desetiletí seismologové přijímají anizotropii jako obecně platnou skutečnost, kterou je kromě heterogenit třeba uvažovat při interpretaci seismických pozorování [4].

K mapování anizotropních struktur v hluboké litosféře používáme data permanentních seismických stanic a data regionálních sítí. Nejvyšší data poskytují speciálně navržené seismické experimenty, při nichž se stanice rozmisťují ve studovaném území na dobu několika měsíců až několika let, aby bylo možno nahromadit dostatečné množství seismických signálů. Zdrojem seismických vln jsou vzdálená a dostatečně silná zemětřesení s ohnisky rozmístěnými v různých epicentrálních vzdálenostech a v různých azimutech. To umožňuje rovnoměrné prozařování paprsky seismických vln v co nejvíce směrech, nezbytné pro seismickou tomografii a pro vyšetřování anizotropie.

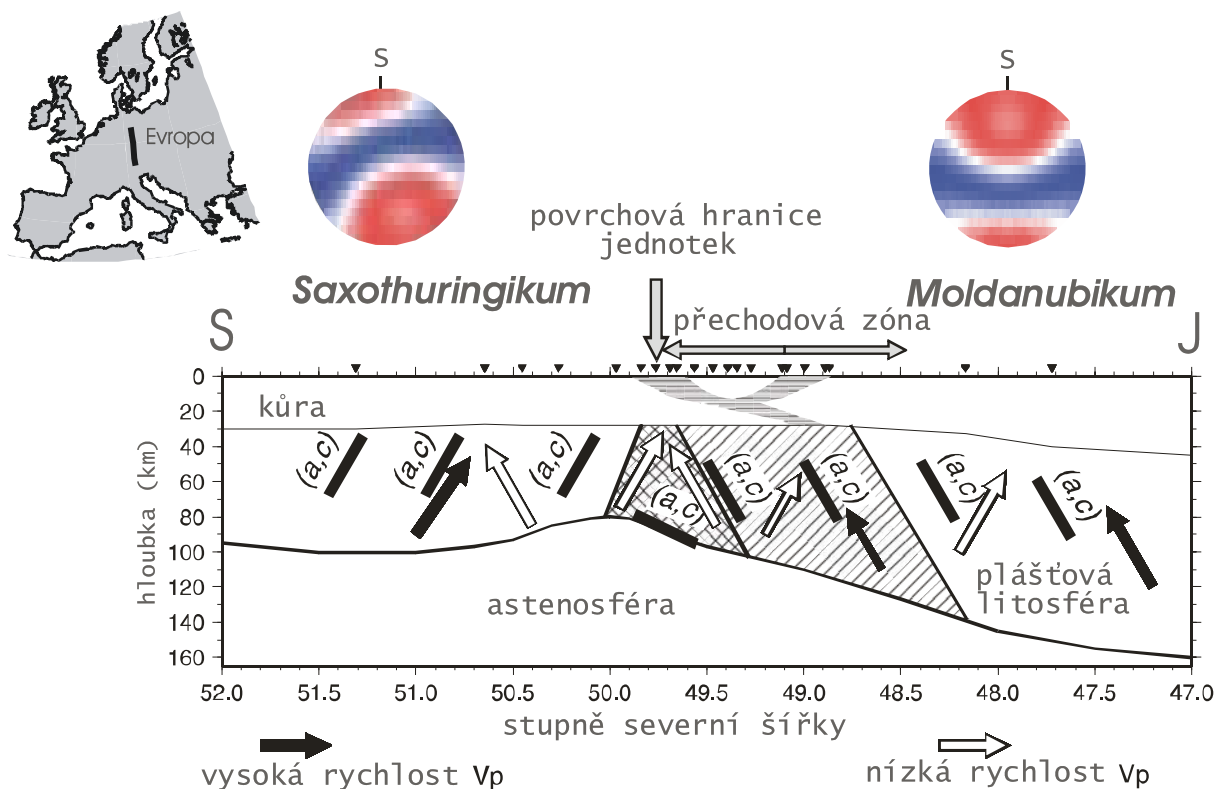
Jedním z nejmarkantnějších projevů seismické anizotropie je štěpení střížných vln. Obdobně jako při dvojlomu světla, při vstupu do anizotropního prostředí se střížná vlna štěpí na dvě polarizované vlny, které se šíří různými rychlostmi v závislosti na symetrii prostředí. Záznamy seismických tříložkových stanic umožňují určit polarizaci rychlé a pomalé vlny a časové zpoždění mezi oběma vlnami. Z těchto parametrů a z petrologického složení prostředí určeného ze vzorků plášťových hornin (xenolitů) pak modelujeme orientaci anizotropie v hluboké litosféře.

Podobně jako střížné vlny, odráží i šíření podélných vln P vlastnosti prostředí. Trojrozměrná (3D) analýza směrových členů relativních reziduí teleseismických vln P, tj. rozdílů mezi skutečným časem příchodu vln a teoretickým časem příchodu vypočteným ze standardního radiálního modelu Země, představuje další důležitý zdroj informace pro mapování laterálních změn v orientaci anizotropních struktur. V Geofyzikálním ústavu AV ČR jsme vyvinuli metodu trojrozměrného modelování seismické anizotropie, založenou na simultánní inverzi anizotropních parametrů vln P i S vyhodnocených ve 3D [5]. Tato metoda umožňuje určit obecnou orientaci anizotropních struktur litosférické části zemského pláště aproximovaných kosočtverečnou nebo šesterečnou symetrií (obr. 2) a dále umožňuje zmapovat hranice litosférických domén s různou anizotropií..

Obr.2. Schema šíření teleseismických vln P a SKS anizotropní stavbou svrchního pláště. V astenosféře určuje orientaci anizotropních struktur pomalé tečení převážně horizontálních směrů. Dva bloky plášťové litosféry, oddělené suturou probíhající celou litosférou, obsahují odlišně orientované anizotropní struktury aproximované olivinickým agregátem se šesterečnou (vlevo, rovina vysokých rychlostí  $(a,c)$  nebo kosočtverečnou symetrií (vpravo, vysoké rychlosti podél osy  $a$ ). Velikost a orientace anizotropie se určuje inverzí relativních reziduí vln P a parametrů štěpení střížných vln S. Nahoře jsou schematicky diagramy anizotropní části reziduí vln P ve stereografické projekci. Směry relativně vyšších rychlostí (modré šipky) se jeví jako negativní rezidua a relativně pomalé směry (červené šipky) vykazují pozitivní rezidua vln P. Rezidua jsou rozdíly mezi skutečným časem příchodu vln a teoretickým časem příchodu vypočteným podle standardního radiálního modelu Země.

## BLOKOVÁ STAVBA LITOSFÉRY

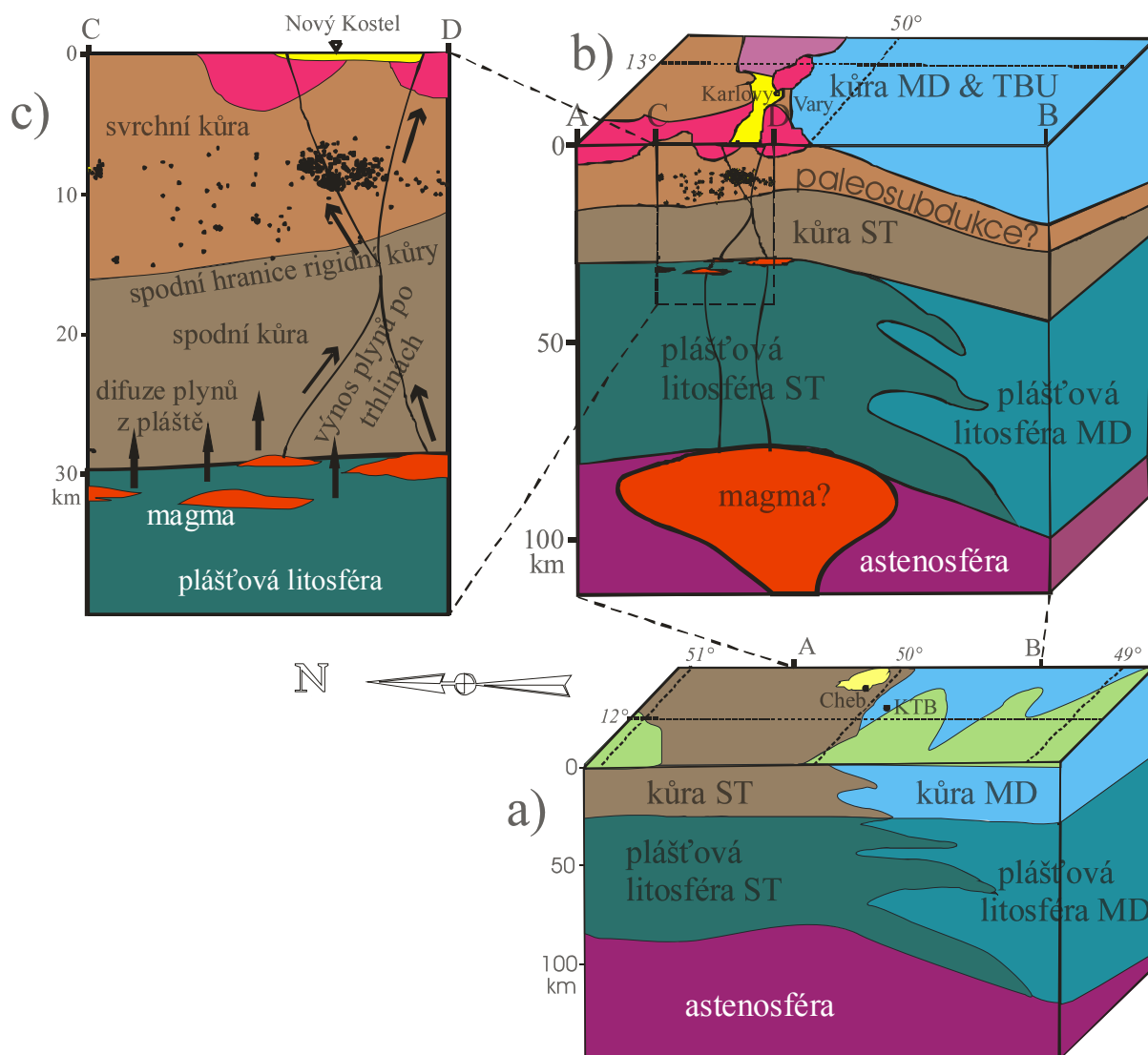
Mezinárodní seismické experimenty, kterých jsme se zúčastnili a některé i organizovali, poskytly data k modelování anizotropní stavby litosféry v řadě území, z nichž uvádíme tři příklady. Jedna z prvních oblastí byl západní okraj **Českého masívu** (ČM), kde se stýkají Saxothuringikum (ST) a Moldanubikum (MD), dvě tektonické jednotky které se do dnešní podoby dostaly v době Variského vrásnění v druhé polovině Prvohor (asi před 500 až 250 mil. let). Účelem tohoto terénního experimentu bylo získat představu o hlubinné stavbě na styku obou jednotek. V profilu na obr. 3 je vidět, že obě jednotky jsou charakterizovány divergentní orientací anizotropní stavby. Zatímco v severní jednotce (ST) upadají vysoké rychlosti k severu, v jižní jednotce (MD) upadají na opačnou stranu [6]. Pravděpodobně se jedná o dva nezávislé bloky litosféry, které se dostaly do kontaktu v době Variského vrásnění. V té době již měly vytvořenou „zamrzlou“ anizotropní stavbu, která se tímto vrásněním výrazně deformovala v zemské kůře, ale v rigidní podkorové části litosféry se uchovala, a pokud se vůbec deformovala, pak jen na styku obou jednotek.



Obr. 3. Severojižní profil litosférou v nejzápadnější části Českého masívu na styku tektonických jednotek Saxothuringika (ST) a Moldanubika (MD). Rovina relativně vysokých rychlostí, rovina (a,c) šesterečného olivinického agregátu, upadá v ST k severozápadu, zatímco v MD upadá k jihu (modré pásy v obou diagramech nahoře). Šrafovou je znázorněna tektonicky porušená stavba litosféry na styku obou jednotek. Významné je též ztenčení litosféry v místě kontaktu obou jednotek, které pokračuje dále na severovýchod Ohářeckým riftem.

Západní Čechy v okolí Chebu jsou oblastí mladého vulkanismu a periodicky se opakujících zemětřesných rojů [7], jejichž ohniska se vyskytují v hloubkách od 6 do 15 km zvláště v místech, kde se protíná Mariánskolázeňský zlom (směr SSZ-JJV) se zlomy Ohářeckého riftu (směr ZJZ-VSV), který z jihu ohraničuje Krušné hory. Jedná se rovněž o významnou lázeňskou oblast. Termální vody v Karlových Varech a širším okolí obsahují

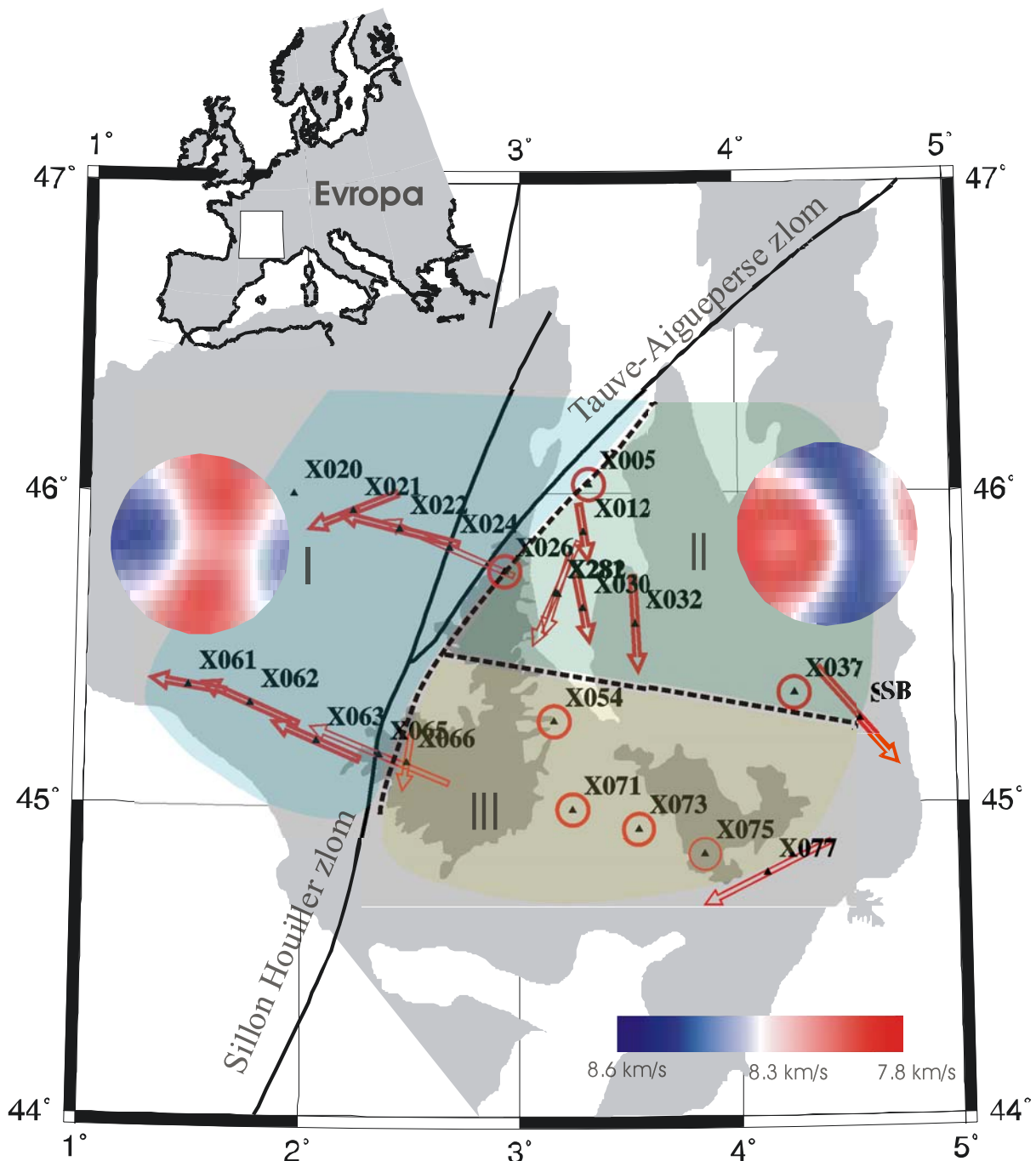
množství plynů, hlavně CO<sub>2</sub> a He, z nichž značná část pochází z pláště a zřejmě hraje i významnou roli jako spouštěcí mechanismus při vzniku zemětřesení [8]. Pravděpodobným zdrojem plynů, které pronikají po puklinách k zemskému povrchu, je jedno nebo několik těles žhavého magmatu uzavřených v astenosférické části pláště (obr. 4, [10]).



Obr. 4. Schematický blokdíagram znázorňující hlubinnou stavbu západní části Českého masívu: a) model styku obou jednotek (viz text k obr. 3) v jeho nejzápadnější části podle výsledků studia seismické anizotropie [6]; b) čelný řez tohoto bloku je veden severojižním směrem pod Chebskou pánev (žlutě) v oblasti opakujících se výskytů zemětřesných rojů [7], jejichž ohniska jsou znázorněna v detailu na řezu c). Plyny (CO<sub>2</sub>, He) uvolňované z hypotetických magmatických ohnisek v plášti pravděpodobně hrají důležitou roli při uvolňování seismické energie v této oblasti [8]. Symbol KTB v bloku a) značí místo vrtu na území Německa, který dosáhl hloubky přes 8 km a přinesl řadu důležitých poznání o stavbě kůry [9].

**Francouzský centrální masív (FM)** je obdobného stáří jako ČM. Je tvořen třemi litosférickými bloky (obr. 5), které mají odlišnou seismickou anizotropii [11]. Hluboká sutura, protínající celou litosféru, odděluje západní část FM o mocnosti 100 až 140 km a anizotropními strukturami s vysokými rychlostmi upadajícími k západu, od východní části, která je tvořena dvěma odlišnými bloky. Litosféra severního bloku je mocná kolem 100 km a

vysoké rychlosti anizotropní struktury v hluboké litosféře upadají k východu. Jižní blok východní části FM má litosféru o tloušťce jen kolem 60 km s četnými výskyty třetihorního a čtvrtohorního vulkanismu. Zajímavým pozorováním je asi 20 km velký laterální odkok korové části sutury oddělující východní a západní části FM od její plášťové části (obr. 6). Tato skutečnost svědčí o oddělení kůry od plášťové litosféry, pravděpodobně v důsledku jejího podsouvání (subdukce) pod Alpy. Další zajímavou skutečností je výskyt největších vulkanických komplexů (Mont Dore, Cantal) právě nad plášťovou částí sutury, která usnadnila výstup magmatu z hloubky k povrchu.

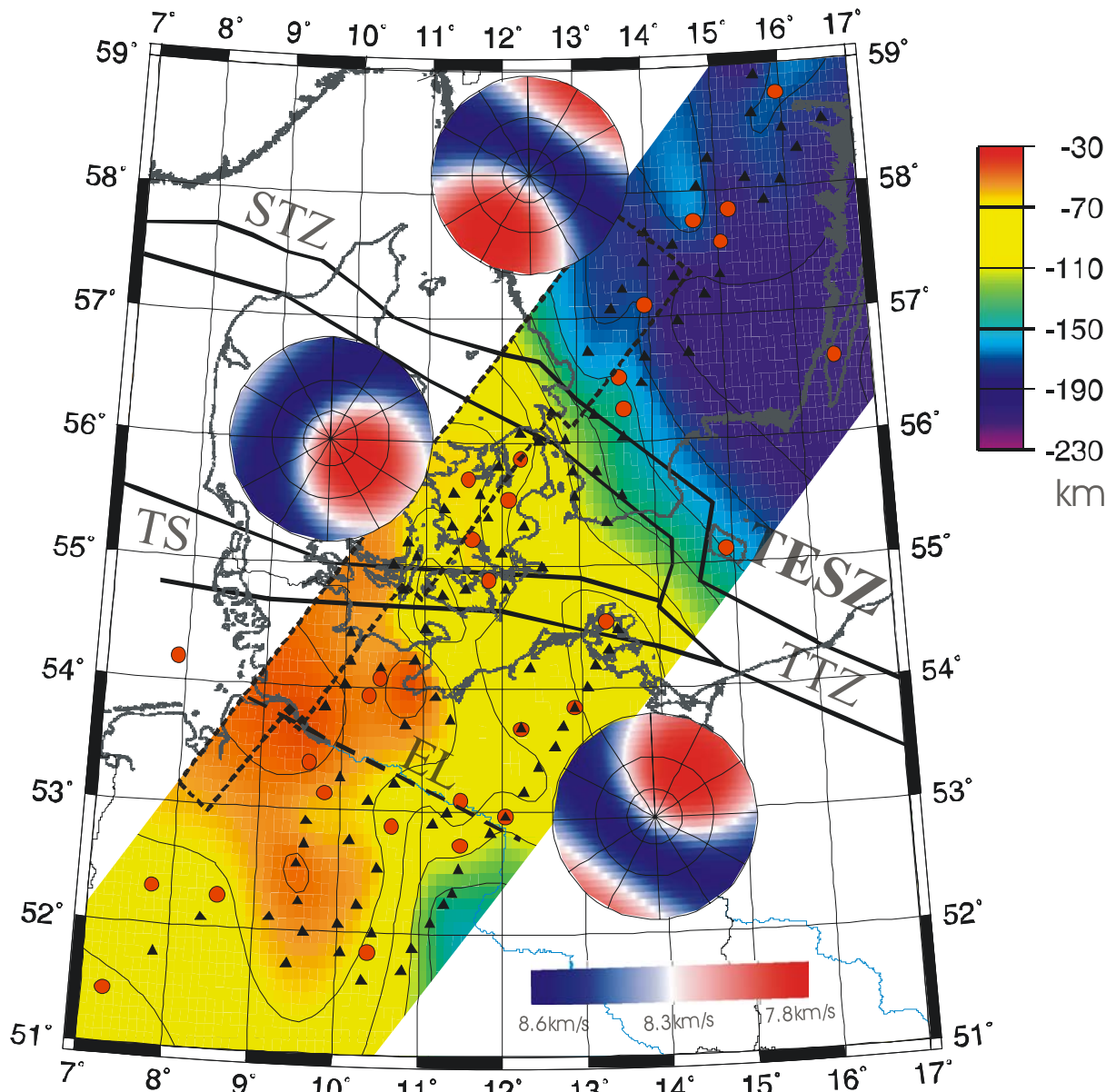


Obr. 5. Zjednodušená mapa Francouzského centrálního masívu (FM, světle šedě s tmavšími vulkanickými centry). Čárkovaně jsou vyznačeny hranice tří bloků plášťové litosféry s rozdílnou seismickou anizotropií. Šipkami jsou vyznačeny azimuty polarizace rychlé vlny S a malými kolečky místa, kde nedochází ke štěpení vln.. Diagramy ukazují prostorové

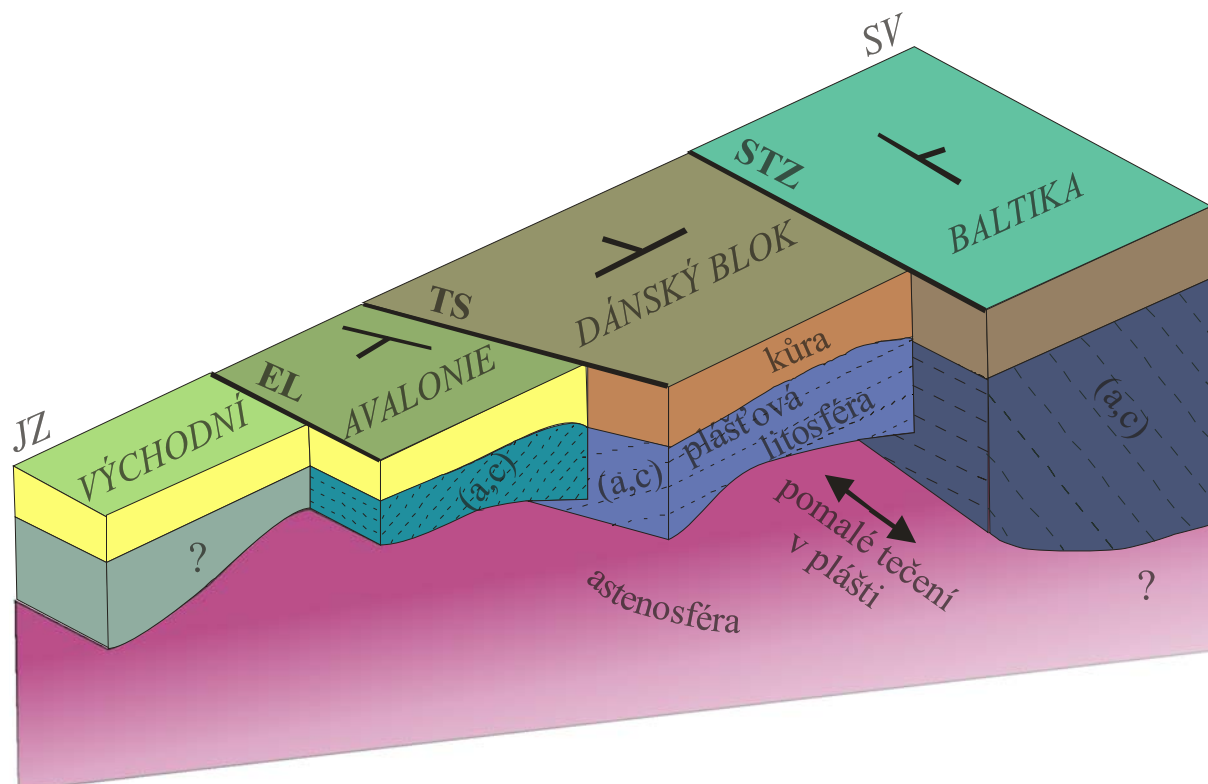
rozložení rychlostí vln P v blocích I a II. Blok III je charakterizován ztenčenou litosférou s řadou vulkanických center a nevýraznou seismickou anizotropií [11].

Obr. 6. Blokové schema Francouzského centrálního masívu (FM) ukazující relativní posun korové (zlomy označené SH a TA) a plášťové části sutury, která odděluje západní část FM (blok I) od východní části (bloky II a III). Zatímco severní blok II má mocnou rigidní litosféru náchylnou k praskání a vzniku riftů (např. Limagne Graben, LG), jižní blok III je charakterizován ztenčenou litosférou a méně výraznou seismickou anizotropií. Šipkami jsou vyznačeny přírodní kanály mladého vulkanismu predisponované hranicemi oslabené litosféry.

Mezinárodní seismický experiment TOR [12] měl za úkol zkoumat hlubokou stavbu *Transevropské sutury* (TESZ, obr. 7) a zemského pláště v jejím okolí. Sutura prochází oblastí mezi severním Německem a jižním Švédskem a pokračuje k jihovýchodu až k oblouku Západních Karpat. Experiment poskytl data jak pro seismickou tomografii do hloubek 250 až 300 km s rozlišovací schopností několika málo desítek km, tak i pro detailní studii anizotropie hluboké litosféry [13]. Analýza statických členů relativních reziduí a inverze anizotropní části reziduí vln P a parametrů štěpení vln S umožnila definovat bloky s rozdílnou mocností litosféry a orientací anizotropie [14]. V jižní části Baltského štítu, na sever od Sorgenfrei-Tornquistovy zóny (STZ, obr. 7) je litosféra mocná kolem 175 km a vysoké rychlosti anizotropní struktury upadají k severovýchodu (obr. 8). Jižně od STZ, pod Dánskou pánví, se litosféra výrazně ztenčuje na přibližně 75 km. V tomto bloku, mezi suturami STZ a TS (obr. 8) vysoké rychlosti upadají k severozápadu. Jižně od TS, pod severním Německem, se litosféra dále ztenčuje až na 55 km a vysoké rychlosti anizotropních struktur upadají k jihozápadu. Vzhledem ke ztenčené litosféře je možné, že část pozorované anizotropie je způsobena pomalým tečením v sublitosférické plastické astenosféře pod Dánskem a severním Německem (obr. 8).



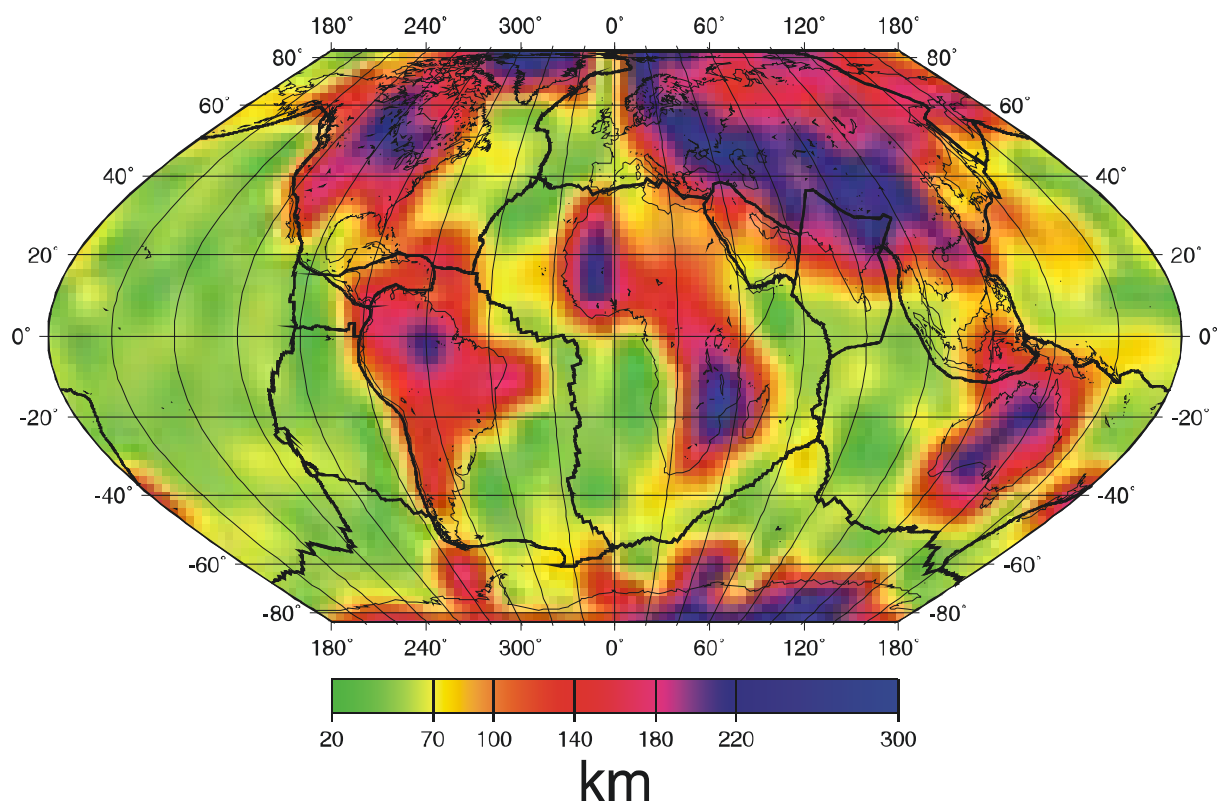
Obr. 7. Model mocnosti litosféry území severního Německa, Dánska a jižního Švédska. Systém hlubokých zlomů Transevropské zóny (TESZ se zlomovými zónami označenými STZ, TS a TTZ) odděluje mocnou litosféru Baltického štítu (modře) od výrazně tenčí a geologicky mladší evropské litosféry. Tři diagramy ukazují ve stereografické projekci odlišnou orientaci roviny relativně vysokých rychlostí v plášťové litosféře jednotlivých bloků. EL označuje Labskou linii, významnou tektonickou poruchu, která predisponovala tok Labe z českého území až k Hamburgu.



Obr. 8. Schematický blokdiagram území, vyznačeného čárkovanou konturou v obr. 7, ukazuje odlišnou mocnost kůry a plášťové litosféry v blocích definovaných v předchozím obrázku. Čárkovaně je naznačena různá orientace anizotropních struktur aproximovaných vysokorychlostní rovinou  $(a,c)$  olivinického agregátu. Část pozorované anizotropie je pravděpodobně způsobena pomalým tečením nataveného materiálu v sublitosférické části pláště – v astenosféře.

V globálním měřítku jsme modelovali tloušťku litosféry z polarizační a azimutální anizotropie povrchových vln [15], která, stejně jako objemové vlny P a S, odráží přednostní orientaci olivínu ve svrchním plášti. Hloubková závislost anizotropie povrchových vln reaguje na rozhraní mezi rigidní litosférou, v jejíž plášťové části jsou fosilní a různě orientované stavby olivínu, a plastickou astenosférou, v níž přednostní orientace olivínu a výsledná anizotropie zobrazují současný subhorizontální tok v plášti pod litosférou. V globálním modelu Země je litosféra mocná 200 až 250 km pod geologicky starými štíty a platformami a kolem 100 km pod prvohorními a mladšími oblastmi kontinentů, zatímco pod oceány jen asi 40 až 70 km (obr. 9).





Obr. 9. Globální model mocnosti litosféry odvozený z hloubkového rozložení radiální a azimutální anizotropie povrchových vln [15]. Přechod mezi rigidní litosférou a plastickou astenosférou je definován jako přechodová zóna mezi „zamrzlou“ seismickou anizotropií způsobenou přednostní orientací olivínu v plášťové litosféře (obecně ukloněné a různě orientované stavby) a anizotropií způsobenou současným a převážně horizontálním pomalým tečením plastického materiálu v astenosféře.

#### Poděkování.

Děkujeme Grantové agentuře ČR (granty 205/01/1154 a 205/04/0748) a Grantové agentuře AV ČR (granty A3012908 a A3012405) za finanční podporu výzkumu.

#### Literatura:

- [1] V. Babuška, M. Cara, M.: *Seismic anisotropy in the Earth*. Kluwer Acad. Publishers, Dordrecht 1991.
- [2] H. Hess, H., *Nature* **203**, 629 (1964).
- [3] D. Bamford, *J. Geophys.* **39**, 907 (1973).
- [4] M. K. Savage, *Reviews of Geophysics* **37**, 65 (1999).
- [5] J. Plomerová, J. Šílený, J., V. Babuška, *Phys. Earth. Planet. Int.* **95**, 293 (1996).
- [6] J. Plomerová, V. Babuška, J. Šílený, J. Horálek, *Pure and Appl. Geophys.* **151**, 365 (1998).
- [7] T. Fischer, J. Horálek, *J. Geodyn.* **35**, 125 (2003).
- [8] K. Bräuer, H. Kämpf, G. Strauch, S.M. Weise, *J. Geophys. Res.* **108**, B2, 10,102 (2003).
- [9] R. Emmermann, J. Lauterjung, *J. Geophys. Res.* **102**, 18,179 (1999).
- [10] V. Babuška, J. Plomerová, BOHEMA W.G., *EOS, Trans. AGU* **84**, 409 (2003).
- [11] V. Babuška, J. Plomerová, L. Vecsey, M. Granet, U. Achauer, *Tectonics* **21**, 11-1 (2002).
- [12] S. Gregersen, P. Voss, TOR Working Group, *Tectonophysics* **360**, 61 (2002).
- [13] J. Plomerová, V. Babuška, L. Vecsey, D. Kouba, TOR Working Group, *Tectonophysics* **360**, 89 (2002).
- [14] V. Babuška, J. Plomerová, *Terra Nova*, (2004, v tisku).
- [15] J. Plomerová, D. Kouba, V. Babuška, *Tectonophysics* **358**, 175 (2002).