

# NUMERICKÉ SIMULACE PROCESU LITOSFÉRICKÉ SUBDUKCE

Hana Čížková, *Katedra geofyziky, MFF UK, V Holešovičkách 2, 180 00 Praha 8*

Tomografický obraz anomálií seismických rychlostí v plášti naznačuje, že scénáře deformace subdukováných litosférických desek se oblast od oblasti liší. V některých subdukčních oblastech staré litosférické desky patrně pronikají přes endotermní fázové rozhraní v hloubce 660 km do spodního pláště, v jiných naopak leží horizontálně nad tímto rozhraním a do spodního pláště nepronikají. V numerickém modelu termální konvekce v plášti studujeme vliv reologického popisu desek na jejich deformaci a na schopnost pronikat do spodního pláště. Ukazujeme, že ve starých a chladných deskách je nutné vzít v úvahu reologické oslabení desek díky redukci velikosti minerálního zrna. Pak jsou i tyto jinak velmi pevné desky v přechodové oblasti deformovatelné a při uvážení zpětného pohybu subdukční zóny o rychlosti 4 cm/rok zůstávají zadrženy ve svrchním plášti.

V průběhu své 4,5 miliardy let dlouhé geologické historie Země chladne. Zbavuje se tepla získaného v době svého formování v počátcích existence sluneční soustavy i tepla vznikajícího dodnes rozpadem radioaktivních prvků. Energie uvolňovaná chladnutím Země pohání konvekci v zemském plášti, jejímž povrchovým projevem jsou horizontální pohyby litosférických desek. Svrchní vrstva zemského pláště, zhruba 100 km silná tuhá litosféra, se skládá z několika desek kontinentálních rozměrů. Tyto desky se vůči sobě pohybují rychlostí až 10 cm/rok. Na středoocéánských hřbetech jsou dvě desky odtlačovány tím, že mezi nimi k povrchu vystupuje horký materiál z pláště, který pak chladne a vytváří novou litosféru. Na konvergentních rozhraních, kde se dvě desky k sobě přibližují, se chladná stará litosféra zanořuje – subdukuje – zpět do pláště. Během procesu subdukce se v oblasti kontaktu desek hromadí napětí. Proto je se subdukčními oblastmi spojena většina pozorované zemětřesné činnosti.

Litosférická deska zanořující se do pláště je relativně studená - chladnější než materiál pláště, do něhož vstupuje. Díky tomu je jednodušší než okolní materiál a dále je také výrazně pevnější. Její viskozita je o několik řádů vyšší než viskozita pláště okolo ní. Postupně se samozřejmě prohřívá a ztrácí tak svůj negativní vztlak i pevnost, toto prohřívání je ale velmi pomalé. Subdukováná litosféra si tak zřejmě uchovává deskovitý charakter a výraznou

negativní teplotní anomálii do značných hloubek. Ohniska zemětřesení pozorujeme až do hloubek 700 km (i když těch hlubokých je podstatně méně než mělkých), tedy předpokládáme, že až tam jsou desky poměrně pevné a schopné nést značné napětí.

Zemský plášť je tvořen směsí minerálů, z nichž nejhojnější (a tedy nejvýznamnější pro určování vlastností plášťového materiálu) je olivín. Ten je i hlavním konstituentem litosférických desek, přesněji jejich spodní části. Na povrchu desek se nachází tenká bazaltická vrstva (kůra). Ta vzniká chemickou diferenciací při částečném natavení plášťového materiálu na středoocéánských hřbetech během procesu tvorby nové litosféry. Laboratorní experimenty prováděné za vysokých tlaků a teplot ukazují, že při tlaku a teplotě odpovídajících podmínkám v plášti v hloubce 410 km dochází v olivínu k fázovému přechodu. Při něm se mění krystalická struktura olivínu a hustota skokem narůstá asi o 10 %. Přeměna je exotermní, tedy směrnice Clausiovy-Clapeyronovy křivky je kladná. V chladné subdukové desce proto k fázové přeměně dochází v menší hloubce než v okolním teplejším plášti a tedy je fázové rozhraní uvnitř desek prohnuto směrem nahoru. Protože na rozhraní dochází k nárůstu hustoty, vzniká v desce dodatečná negativní vztaková síla, která desku urychluje. V hloubce asi 660 km dochází k dalšímu fázovému přechodu v olivínu – tentokrát endotermnímu. Fázové rozhraní je tedy uvnitř studených desek prohnuto směrem dolů a nárůst hustoty generuje tentokrát pozitivní vztlak, který tak působí proti sestupnému pohybu desky. Oblast mezi hloubkami 410 km a 660 km nazýváme



1/ Možné scénáře deformace desek v přechodové oblasti. Bílé čáry naznačují polohu fázových rozhraní v hloubkách 410 km a 660 km.

přechodovou oblastí, rozhraní v hloubce 660 km dělí plášť na svrchní a spodní.

Co se tedy s deskami v plášti děje, jakmile zmizí jedna pod druhou? Klesají pláštěm až na dno a zůstanou ležet nad hranicí s jádrem (obr. 1A)? Nebo je odpor endotermního fázového rozhraní tak silný, že je desky nedokáží překonat a zůstávají uvězněny ve svrchním plášti (obr. 1B)? Nebo se nad tímto rozhraním na čas zdrží, pak ale přece proniknou do spodního pláště a pokračují v sestupu směrem k jádru (obr. 1C)?

## SEISMICKÝ TOMOGRAFICKÝ OBRAZ STRUKTURY PLÁŠTĚ

Částečně lze odpověď na tyto otázky hledat v třírozměrných obrazech struktury zemského pláště, které nám poskytuje seismická tomografie. Tato metoda je do značné míry analogická tomografií lékařské, kde objekt s neznámou vnitřní strukturou (například lidský mozek) prozařujeme velkým množstvím rentgenových paprsků a analýzou jejich útlumu se pak snažíme rekonstruovat třírozměrný obraz zkoumaného objektu. Pokud je pokrytí zkoumané oblasti rentgenovými paprsky dostatečně husté a rovnoměrné, dokáže tato metoda zobrazit její strukturu velmi přesně a detailně. Objektem seismické tomografie je celý zemský plášť. Místo útlumu rentgenových paprsků používá časy příchodu seismických vln buzených zemětřeseními. A v tom spočívá hlavní principiální omezení této metody. Ohniska zemětřesení leží, jak jsme už uvedli výše, většinou na hranicích litosférických desek. Většina seismických stanic, které registrují otřesy, leží na kontinentech v obydlých oblastech. Díky tomu je pokrytí zemského nitra zaznamenanými seismickými paprsky velmi nehomogenní a v plášti existují obrovské oblasti, jimiž neprochází žádný paprsek a o jejichž struktuře tak nemáme žádnou informaci. Proto je rozlišení tomografických modelů velmi nerovnoměrné. Zatímco v paprsky dobře pokrytých oblastech dokáží celkem spolehlivě mapovat struktury o velikosti řádově stovek kilometrů, jinde to mohou být sotva tisíce kilometrů. Ve špatně pokrytých oblastech se navíc mohou objevit falešné obrazy vzniklé například rozmazáním skutečné anomálie podél dráhy paprsku. Při interpretaci tomografických modelů je tedy vždy nutná značná opatrnost a je potřeba znát rozlišovací schopnost modelu v daném místě. Oblasti, v nichž dochází k subdukci litosférických desek, jsou naštěstí obvykle dobře pokryté paprsky, neboť v místě kontaktu desek a i hlouběji v subduko- vaných deskách právě leží většina ohnisek zemětřesení. Proto jsou globální tomografické modely (např. [1], [2]) dnes již schopné dobře mapovat morfologii subduko- vaných desek ve svrchním plášti

v řadě subdukčních oblastí světa. A ukazuje se, že morfologie desek se oblast od oblasti liší. Někde se deska zanořuje do pláště téměř vertikálně a prochází přes rozhraní v hloubce 660 km do spodního pláště. Jinde naopak deska nedokáže odpor fázového rozhraní překonat, deformuje se a zůstává ležet horizontálně nad tímto rozhraním. Ještě další desky jsou nad rozhraním horizontálně deformovány a dočasně pozdrženy, po čase ale přece do spodního pláště proniknou a pokračují v sestupu směrem k jádru. V některých subdukčních oblastech pozorujeme dokonce odtržení subduko- vané části desky. Ještě složitější a pestřejší je situace ve spodním plášti, v hloubkách okolo 1000 km. Tam se už ale očitáme v oblasti, kde pokrytí paprsky je mnohem horší, a kde se tedy schopnost tomografie rozlišit různé scénáře deformace desek značně snižuje.

## ROVNICE PLÁŠŤOVÉHO TEČENÍ

Žádnou další možnost, jak přímo „nahlédnout“ do pláště, nemáme. Můžeme se ovšem pokusit procesy související se subdukci litosféry modelovat. Tečení v plášti (konvekce) je popsáno soustavou rovnic představujících zákony zachování hmoty, hybnosti a energie. Zákon zachování hmoty v nestlačitelném plášti vede na rovnici kontinuity ve tvaru

$$\nabla \cdot \mathbf{v} = 0, \quad (1)$$

zákon zachování hybnosti vede v pomalu se pohybujícím plášti na rovnici

$$\nabla \cdot \boldsymbol{\tau} - \rho \mathbf{g} = 0 \quad (2)$$

a zákon zachování energie v klasické Boussinesquově aproximaci na termální rovnici ve tvaru

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\mathbf{v} \cdot \nabla T + \kappa \Delta T + H. \quad (3)$$

Zde  $v$  je rychlost tečení,  $\boldsymbol{\tau}$  je tenzor napětí,  $\rho$  je hustota,  $\mathbf{g}$  tíhové zrychlení,  $T$  teplota,  $t$  čas,  $\kappa$  koeficient teplotní difuze a  $H$  radioaktivní zdroje tepla. Pro úplný popis problému je dále nutno přidat stavovou rovnici definující vztah mezi anomáliemi hustoty a teploty a reologickou rovnici, která popisuje vztah mezi napětím a deformací. Stavovou rovnici aproximujeme obvykle lineárním vztahem

$$\rho = \rho_0(1 - \alpha(T - T_0)), \quad (4)$$

kde  $\alpha$  je koeficient teplotní roztažnosti a  $\rho_0$  je hustota při referenční teplotě  $T_0$ . Složitější je to s reologickou rovnicí, která naopak vyjadřuje komplikovaný nelineární vztah mezi napětím a rychlostí deformace.

## REOLOGICKÝ POPIS PLÁŠTĚ A SUBDUKOVANÉ LITOSFÉRY

V zemském nitru dochází k deformacím na různých časových škálách - od velmi rychlých procesů, jako je šíření zemětřesných vln či vlastní kmity Země (sekundy až hodiny), přes střednědobé jako postglaciální výzdvih (desetitisíce let) až po velmi pomalé procesy (konvekce v zemském plášti). Každý z těchto procesů je popsán jiným reologickým vztahem. Zatímco z hlediska šíření seismických vln se Země chová jako elastické těleso, při postglaciálním výzdvihu se uplatňuje viskoelastická deformace a plášťová konvekce je popsána viskózní reologií. V naší úloze tedy souvisí tenzor napětí s tenzorem rychlosti deformace vztahem

$$\tau = -p\mathbf{I} + \eta\dot{\epsilon}, \quad (5)$$

kde  $p$  je tlak,  $\mathbf{I}$  identický tenzor,  $\eta$  je viskozita a  $\dot{\epsilon}$  tenzor rychlosti deformace. Už dříve jsme zmínili, že vlastnosti pláště jsou do značné míry dány vlastnostmi hlavního plášťového minerálu - olivínu. Na základě laboratorních experimentů prováděných za tlaků a teplot odpovídajících podmínkám zemského nitra [3], bylo zjištěno, že se při jeho deformaci uplatňují tři mechanismy. Jsou to lineární deformační mechanismus (tzv. Newtonovské tečení) charakterizovaný viskozitou  $\eta_l$ , mocninný deformační mechanismus charakterizovaný viskozitou  $\eta_m$  a silně nelineární Peierlsovo tečení s viskozitou  $\eta_p$ . Jejich společné působení v numerickém modelu aproximujeme pomocí efektivní viskozity  $\eta_{eff}$ , kde pro  $\eta_{eff}$  platí

$$\frac{1}{\eta_{eff}} = \frac{1}{\eta_l} + \frac{1}{\eta_m} + \frac{1}{\eta_p}. \quad (6)$$

Viskozita lineárního deformačního mechanismu závisí na teplotě a tlaku:

$$\eta_l = Ad^m \exp\left(\frac{E_l + pV_l}{RT}\right), \quad (7)$$

kde  $A$  je konstanta známá z laboratorních měření,  $d$  je velikost zrna olivínu,  $m$  exponent (jeho hodnota je asi 2),  $E_l$  je aktivační energie newtonovského tečení,  $V_l$  je aktivační objem (obojí rovněž známe z laboratorních experimentů) a  $R$  je plynová konstanta. Viskozita nelineárního deformačního mechanismu závisí kromě teploty a tlaku navíc i na napětí (nezávisí ale na velikosti zrna):

$$\eta_m = B\sigma^{1-n_m} \exp\left(\frac{E_m + pV_m}{n_m RT}\right), \quad (8)$$

Zde  $B$  je opět konstanta,  $E_m$  a  $V_m$  aktivační energie a aktivační objem nelineárního tečení,  $\sigma$  je druhý invariant deviátoru tenzoru napětí a  $n_m$  je exponent mocninného deformačního mechanismu. Hodnota

$\eta_m$  se podle laboratorních měření pohybuje okolo 3. Efekt silně nelineárního Peierlsova tečení se obvykle aproximuje tzv. limitorem napětí (viz např. [4]). Viskozitu  $\eta_p$  ve vztahu (6) pak nahradíme viskozitou  $\eta_s$ , pro niž platí:

$$\eta_s = \tau_y \dot{\epsilon}_y^{-1/n_y} \dot{\epsilon}^{(1/n_y)-1}. \quad (9)$$

Zde  $\tau_y$  je předepsaný limit napětí,  $\dot{\epsilon}$  je druhý invariant tenzoru rychlosti deformace,  $\dot{\epsilon}_y$  je jeho referenční hodnota a  $n_y$  exponent, jehož hodnota je obvykle volena mezi 5 a 10. To, že se viskozity jednotlivých deformačních mechanismů skládají podle vztahu (6), znamená, že je-li v daném místě viskozita některého mechanismu výrazně vyšší než ostatní dvě, tento mechanismus se na deformaci prakticky nepodílí. Naopak, je-li jedna z viskozit výrazně nižší, materiál se deformuje pouze podle jí příslušného deformačního mechanismu.

Volba správného reologického modelu pro numerické modelování samozřejmě naráží na řadu úskalí. Především, plášť je tvořen směsí minerálů, nikoli pouze olivínem, a stanovit reologické parametry této směsi je obtížné. Součástí litosférických desek je kůra o zcela jiném chemickém složení než zbytek pláště. V oceánských oblastech jsou povrchové partie desek nasyceny vodou, což dramaticky ovlivňuje jejich reologické vlastnosti. A samozřejmě ani parametry olivínu nejsou naměřeny bez chyb – neznáme jejich přesné hodnoty, ale pouze intervaly, v nichž by měly ležet. Při konstrukci reologického modelu (volbě parametrů ve vztazích (7) až (9)) tedy vycházíme z těchto měření, ale parametry modifikujeme tak, abychom vyhověli co největšímu množství dalších (nezávislých) pozorování. Například požadujeme, aby průběh průměrné viskozity s hloubkou odpovídal hloubkovému průběhu viskozity odvozenému z pozorování postglaciálního výzdvihu [5] nebo geodynamických inverzí geoidu (např. [6]). Na povrchu subdukující desky dále předepisujeme tenkou vrstvu o hustotě a reologických parametrech odpovídajících bazaltické kůře. V případě, že se jedná o oceánskou desku, je její viskozita ještě snížena, čímž je aproximován vliv nasycení vodou. Další nezanedbatelnou veličinou, kterou je nutno brát v úvahu, je vliv fázových přechodů na reologii (viz dále).

## DEFORMACE STARÝCH A STUDENÝCH DESEK V PŘECHODOVÉ ZÓNĚ PLÁŠTĚ

Z tomografie víme, že desky subdukované v různých částech světa se v přechodové oblasti chovají různě. To není nijak překvapivé, protože se značně liší jejich fyzikální parametry. Mezi řadou významných vlivů jednu z klíčových rolí hraje jistě rozložení teploty v desce. Například pacifická deska zasouva-

jící se pod Japonsko je velmi stará, studená a těžká. Trvalo více než 100 milionů let chladnutí od jejího vzniku na středoocéánském hřbetu, než došlo k její subdukcí zpět do pláště. Je tedy výrazně chladnější než deska zasouvající se pod Jižní Ameriku. Tam je litosféra stará necelých 20 milionů let a tedy mnohem teplejší. Protože viskozita starých studených desek je díky své závislosti na teplotě vyšší než viskozita desek mladších, čekali bychom, že staré desky se v přechodové zóně budou deformovat jen obtížně. Nemělo by dojít k jejich zakřivení nad fázovým rozhraním v hloubce 660 km a měly by pronikat do spodního pláště. Toto ale obecně neplatí. V některých oblastech, kde dochází k subdukcí staré litosféry, se desky nad rozhraním v 660 km výrazně deformují a do spodního pláště nepronikají (Izu-Bonin, Kurily, Tonga). Zřejmě tedy nejsou tak pevné, jak bychom díky teplotní a tlakové závislosti viskozity očekávali, a v reologickém popisu desek chybí nějaký mechanismus, který snižuje právě viskozitu starých a chladných desek. Karato a kol. [7] navrhuje, že by takovýmto mechanismem mohla být redukce velikosti zrna v přechodové oblasti. Bylo zjištěno, že ve starých a chladných deskách se během fázové přeměny v hloubce 410 km dramaticky zmenší velikost zrna [8]. Pokles může být o dva až čtyři řády. Viskozita lineárního deformačního mechanismu se tak v přechodové zóně může snížit až o osm řádů! Paradoxně tento efekt je nejsilnější ve velmi studených částech desky, v teplejších oblastech (v plášti mimo subdukováné desky, ale i v mladších a tedy teplejších subdukováných deskách) se vůbec neuplatňuje. Znamená to, že v nitrech starých (řádově stovek milionů let) a velmi chladných desek viskozita lineárního mechanismu s klesající teplotou klesá - tedy se chová přesně opačně, než jsme zvyklí.

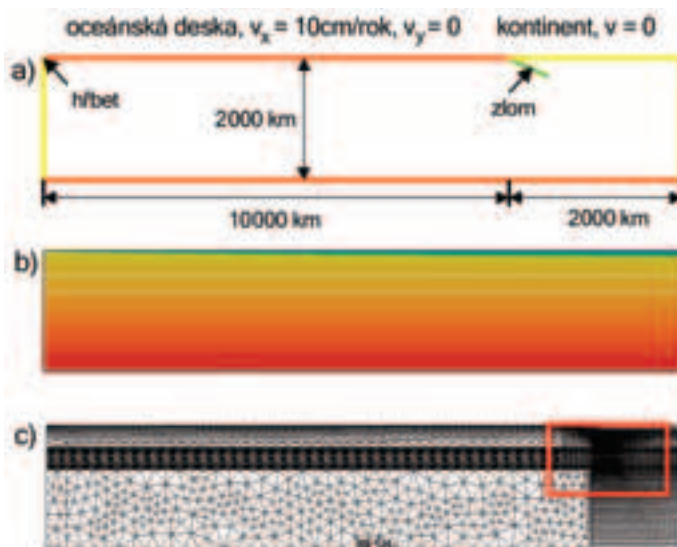
Jde sice o velmi výrazný pokles viskozity, ale jen ve velmi malé části desky (v jejím nejchladnějším nitru - tedy v oblasti široké pouze několik desítek kilometrů). Jak významné toto reologické zeslabení je pro dynamiku subdukováné desky, jsme se pokusili ukázat v numerickém modelu.

## VÝSLEDKY NUMERICKÉHO MODELOVÁNÍ

Použili jsme dvojrozměrný kartézský model 2000 km hluboký a 12 000 km dlouhý [9]. V levém horním rohu modelu je hřbet, na němž vzniká nová litosférická deska, ve vzdálenosti 10 000 km od něj se deska zanořuje do pláště (obr. 2a). Dále napravo leží kontinentální deska, která se nepohybuje. Mezi těmito deskami se nachází 100 km hluboký zlom. Podél zlomu jsme předepsali podmínku volného prokluzu (nulového tření). Tato umělá hraniční podmínka zajistí, že subdukováné desky se „nepřilepí“ ke kontinentální desce (jednoduše tak aproximujeme

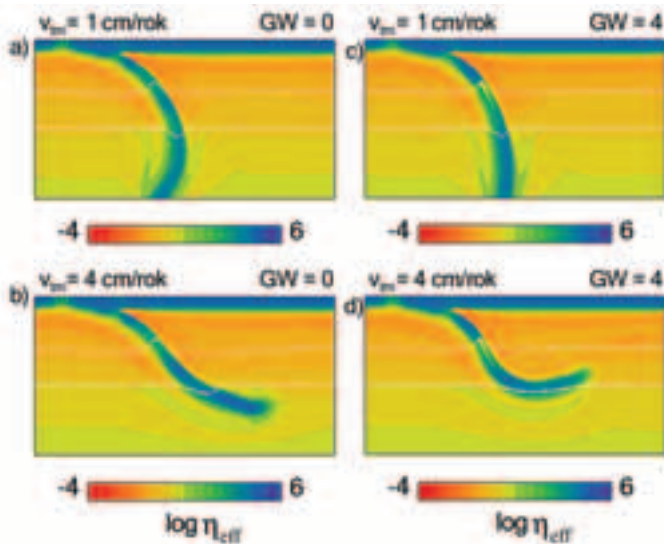
řadu velmi složitých procesů, k nimž na kontaktu desek ve skutečné Zemi dochází a které nejsme schopni v modelu postihnout). Na povrchu subdukováné desky předepisujeme jako hraniční podmínku horizontální složku rychlosti. Deska se pohybuje rychlostí 10 cm/rok, což odpovídá v současnosti pozorované rychlosti Pacifické desky na povrchu. Počáteční rozložení teploty (odpovídající deskám před zahájením procesu subdukcí) je na obr. 2b. Model zahrnuje fázové přechody v hloubkách 410 km a 660 km. Dále umožňuje předepsat také zpětný pohyb subdukcí zóny (tzv. *trench migration*). Je to jev pozorovaný v řadě subdukcí oblastí, v nichž se zanořuje stará litosféra. Místo zanořování desky (*trench*) se vzhledem ke hřbetu posunuje, a to proti směru pohybu (subdukcí) desky. Většinu starých subdukováných desek lze z hlediska rychlosti zpětného pohybu subdukcí zóny rozdělit do zhruba dvou kategorií - desky se zpětným pohybem o rychlosti  $v_{zp}$  asi 1 cm/rok nebo 4 cm/rok. Tyto dvě hodnoty tedy používáme v numerickém modelu. Limit napětí  $\tau_y$  jsme předepsali 1 GPa [10]. Soustavu rovnic (1) - (5) řešíme metodou konečných elementů na silně nerovnoměrné síti (obr. 2c). Porovnávané časový vývoj teplotního pole (tedy průběh zanořování desky) ve čtyřech modelech:

- A) bez redukce velikosti zrna, zpětný pohyb subdukcí zóny o rychlosti 1 cm/rok;
- B) bez redukce velikosti zrna, zpětný pohyb subdukcí zóny o rychlosti 4 cm/rok;



### 2/ Modelová oblast

- a) Schematický obrázek velikosti a rozvržení modelu
- b) Počáteční rozložení teploty. Tloušťka oceánské desky roste od hřbetu (levý horní roh) až ke zlomu. Tloušťka kontinentu (vpravo od zlomu) je konstantní. Bílé čáry značí polohu fázových rozhraní.
- c) Triangulace modelové oblasti. Síť silně zahuštěna v okolí zlomu.



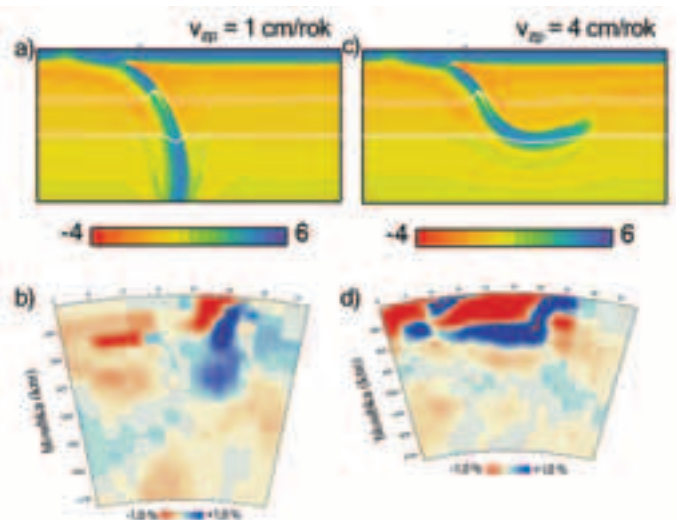
3/ Rozložení viskozity po 16 milionech let vývoje z počátečního stavu ve výřezu asi 1000 km hlubokém a 2000 km širokém okolo zlomu (viz červený rámeček na obr. 2c). Zobrazena relativní efektivní viskozita – absolutní viskozitu získáme přenásobením hodnotou  $10^{21}$  Pa.s. A) model bez redukce velikosti zrna, zpětný pohyb subdukční zóny 1 cm/rok; B) model bez redukce velikosti zrna, zpětný pohyb subdukční zóny 4 cm/rok; C) model s redukcí velikosti zrna o 4 řády, zpětný pohyb subdukční zóny 1 cm/rok; D) model s redukcí velikosti zrna o 4 řády, zpětný pohyb subdukční zóny 4 cm/rok.

C) redukce velikosti zrna o 4 řády, zpětný pohyb subdukční zóny o rychlosti 1 cm/rok;

D) redukce velikosti zrna o 4 řády, zpětný pohyb subdukční zóny o rychlosti 4 cm/rok.

V každém modelu nás zajímá zejména morfologie desky – tedy zda projde rozhraním v hloubce 660 km, nebo zda bude deformována odporem tohoto fázového rozhraní a zůstane ve svrchním plášti. Výsledky jsou shrnuty na obr. 3. Jednotlivé panely odpovídají modelům A, B, C, D a znázorňují logaritmus relativní viskozity (abychom dostali absolutní hodnotu viskozity, museli bychom hodnoty z obrázku vynásobit faktorem  $10^{21}$  Pa.s). Jedná se o detail modelované oblasti (asi 1000 km hluboký a 2000 km široký výřez okolo místa subdukce). Každý panel ukazuje situaci v daném modelu 16 milionů let po zahájení procesu subdukce. Bílé čáry označují aktuální polohu fázových rozhraní. V modelu A deska prochází přes hranici v 660 km prakticky vertikálně, aniž by se na její deformaci znatelně projevil vliv endotermního přechodu. V modelu B již díky kombinovanému vlivu fázového rozhraní a zpětného pohybu subdukční zóny pozorujeme deformaci desky směrem k horizontále, ale deska přece do spodního pláště proniká. V obou případech je její viskozita a tedy pevnost příliš vysoká a neumožňuje dostatečnou deformaci desky nad

rozhraním v hloubce 660 km. Podívejme se nyní, zda pomůže snížení viskozity díky redukcí velikosti zrna. V modelu C nikoli – podobně jako v modelu A i zde deska prochází do spodního pláště prakticky vertikálně. V modelu D ovšem reologické oslabení desky díky redukcí velikosti zrna konečně umožnilo deformaci desky do horizontálního směru. Při relativně vysoké rychlosti zpětného pohybu subdukční zóny (4 cm/rok) deska není schopna překonat fázové rozhraní a zůstává ve svrchním plášti. Tedy bez reologického zeslabení jsou desky (s pomalým i s rychlým zpětným pohybem) příliš pevné a vždy procházejí do spodního pláště. Pouze vezmeme-li v úvahu snížení viskozity díky redukcí velikosti zrna, umožníme deskám s vysokou rychlostí zpětného pohybu deformovat se a zůstat ve svrchním plášti. Na druhou stranu, desky s pomalým zpětným pohybem do spodního pláště i s tímto reologickým zeslabením procházejí. Tento výsledek je v souladu s informacemi, které o morfologii starých subdukcovaných desek v přechodové zóně máme z tomografie (Mariánská subdukce, Izu-Bonin, Tonga, Kermadec). Na obr. 4 jsou pro ilustraci porovnány modely C (obr. 4a) a D (obr. 4c) s řezy tomografickým modelem [2] pod subdukčními zónami Mariánskou (obr. 4b), kde je pozorovaná rychlost zpětného pohybu  $v_{zp} = 1,2$  cm/rok, a Izu-Bonin (obr. 4d), kde je rychlost zpětného pohybu  $v_{zp} = 3,7$  cm/rok.



4/ Srovnání výsledků modelování s tomografií

a) Model C (s reologickým zeslabením a zpětným pohybem 1 cm/rok)

b) Řez tomografickým modelem [2] pod Mariánskou subdukci (pozorovaná rychlost zpětného pohybu 1,2 cm/rok)

c) Model C (s reologickým zeslabením a zpětným pohybem 4 cm/rok)

d) Řez tomografickým modelem [2] pod Izuovskou-Boninovou subdukci (pozorovaná rychlost zpětného pohybu 3,7 cm/rok)

Zde jsme se zaměřili na deformaci litosféry mezi fázovými přechody v hloubkách 410 km a 660 km, tedy v poměrně malé části pláště. V přechodové oblasti ovšem putování subdukovaných desek nekončí. Ve spodním plášti se možná někde nachází kompoziční rozhraní, které je pro desky silnější bariérou než rozhraní v 660 km. Nad hranicí s jádrem pravděpodobně dochází k dalšímu fázovému přechodu. Jak na ně desky reagují? A jsou to ještě vůbec desky? Neztrácí se ve spodním plášti deskovitý charakter sestupných proudů a netvoří tam zbytky subdukované hmoty obří „kapky“ studeného materiálu či válcovité „prsty“ dosahující až k jádru? Tyto a řada dalších otázek zatím čekají na odpovědi. Numerické modelování plášťových procesů nám je snad pomůže nalézt.

#### Poděkování

Tato práce vznikla za podpory grantu GAUK 376/2004 a EC projektu EVG3-CT-2002-80006 (MAGMA).

#### Literatura

- [1] R. D. van der Hilst, S. Widiyantoro, E. R. Engdahl, *Nature* **386**, 578 (1997).
- [2] H. Bijwaard, W. Spakman, E. R. Engdahl, *J. Geophys. Res.* **103**, 30055 (1998).
- [3] S. Karato, P. Wu, *Science* **260**, 771 (1993).
- [4] J. van Hunen, A. P. van den Berg, N. J. Vlaar, *Earth Planet. Sci. Lett.* **190**, 125 (2001).
- [5] K. Lambeck, P. Johnston, *The Earth mantle: composition, structure nad evolution*, Cambridge University Press, 1998, s. 461.
- [6] O. Čadek, L. Fleitout, *J. Geophys. Res.* **104**, 29055 (1999).
- [7] S. Karato, M. R. Riedel, D. A. Yuen, *Phys. Earth Planet. Int.* **3994**, 1 (2001).
- [8] M. R. Riedel, S. Karato, *Earth Planet. Sci. Lett.* **148**, 27 (1997).
- [9] H. Čížková, J. van Hunen, A. P. van den Berg, N. J. Vlaar, *Earth Planet. Sci. Lett.* **199**, 447 (2002).
- [10] M. Kameyama, D. A. Yuen, S. Karato, *Earth Planet. Sci. Lett.* **168**, 159 (1999).

## KUDY DO N-TÉ RÁMCOVÉ LOTERIE

N-tý rámcový program je, jak jistě všichni vědí, potenciálně vydatný zdroj peněz určený na financování výzkumu a použitelný jako zdravý doplněk stravy naší podvyživené vědy na vysokých školách. Účast v rámcových programech navíc přináší radost žadatelům, v kterých bují hráčská vášeň, protože výsledky soutěže připomínají často více loterii než pevnými pravidly řízený systém. Abych ale nebyl nespravedlivý, to je obecná vlastnost všech soutěží, kde nabídka zdaleka neuspokojuje poptávku, tak jak to známe z většiny grantových klání naší domácí ligy.

Pokud chcete uspět, musíte s notnou dávkou štěstí proplout mnoha úskalími. Prvním z nich je pochopení toho, co popis oblasti výzkumu, který může být financován, vlastně znamená. Pokud se snažíte dopátrat obsahu skrytého například pod názvem „*Modeling and design of multi-functional materials*“, po značném surfovacím úsilí naleznete vysvětlující odstavec, který si svou „konkrétností“ nezádá s názvem samotným. Na základě těchto zjištění se radostně a optimisticky pustíte do přípravy v přesvědčení, že Vaše věda právě do tohoto rámce výborně zapadá. Poté, co obdržíte výsledky hodnocení, ale zjistíte, že Vám zřejmě zůstalo něco utajeno, anebo že posuzovatelé prostě měli více informací o zadání než Vy. Skutečnost je ale zřejmě jiná. Při poměrně obecném zadání a velmi přísných pravidlech hodnocení (musíte získat nadprahový součet všech udělených bodů a musíte mít více, než je stanovený práh i ve všech šesti hodno-

cených kategoriích) prostě potřebujete trochu štěstí. Hodně záleží na tom, jak se shodnete ve výkladu obsahu projektu s konkrétním, Vám samozřejmě utajeným, posuzovatelem. Hráči dobře vědí, že šance roste s počtem pokusů, a když se budete tímto pravidlem řídit, tak jednou může nastat vhodná kombinace, kdy Vám bude štěstěna přát. Jeden příklad za všechny – u jednoho ryze experimentálního projektu STREP nám bylo vytknuto, že jsme opomněli účast teoretických pracovišť, zatím co u druhého, úspěšného a stejně experimentálního, to nikomu nevadilo. Podobně by se dalo ukázat, jak to, co je dost „nano“ jednomu oponentovi, není dost „nano“ druhému apod.

Jakožto šťastný spoluřešitel projektu STREP 6. programu se ale mám na pozoru, protože ze zkušenosti z programu 5. vím, že úskalí se vynořují tam, kde je nejméně čekáte, i v průběhu řešení, a že ani zde nesmíte mít smůlu. Uvedu opět jeden příklad: v souladu s pravidly koupíte před zahájením programem schválenou investici, na kterou dostanete z projektu příspěvek. Začátek řešení projektu se ale z důvodu administrativních průtahů v Bruselu odloží, což je zcela běžné. Při konečném vyúčtování se potom dozvíte, že pravidla programu zakazují spolufinancování investic zakoupených dříve než šest měsíců před zahájením řešení, kterým se samozřejmě myslí zahájení skutečné a ne plánované.

Vladimír Matolín

Katedra elektroniky a vakuové fyziky, MFF UK