UNIVERZITA KARLOVA, PRAHA

PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA

Ústav hydrogeologie, inženýrské geologie a užité geofyziky

MECHANISMUS ZEMĚTŘESENÍ JAKO NÁSTROJ STUDIA TEKTONICKÉ STAVBY

BAKALÁŘSKÁ PRÁCE

Eva Janská

Praha, květen 2006

UNIVERZITA KARLOVA, PRAHA

PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA

Ústav hydrogeologie, inženýrské geologie a užité geofyziky

MECHANISMUS ZEMĚTŘESENÍ JAKO NÁSTROJ STUDIA TEKTONICKÉ STAVBY

BAKALÁŘSKÁ PRÁCE

Vypracovala: Eva Janská

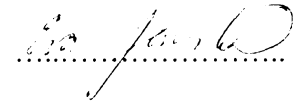
Vedoucí bakalářské práce: RNDr. Aleš Špičák, CSc.

Praha, květen 2006

Prohlašuji, že jsem diplomovou práci vypracovala samostatně, pouze s přispěním citované literatury a s ohledem na doporučení vedoucího diplomové práce a konzultantů.

Souhlasím se zapůjčováním bakalářské práce v knihovně UK, PřF.

V Praze, dne 4. května 2006



Eva Janská

Na tomto místě bych ráda poděkovala panu RNDr. Aleši Špičákovi, CSc. za pomoc při vytváření mé první větší práce a také za čas, který mi jako vedoucí mé bakalářské práce věnoval. Dále Ing. Milanu Morákovi za to, že se zajímal a poradil.

Abstrakt

Tato převážně rešeršní bakalářská práce se zabývá poznatky, které o litosférických deskách a jejich vzájemných vztazích přinášejí mechanismy zemětřesení. Nejprve jsou shrnuty základní poznatky o deskové tektonice, seismických vlnách a procesu zemětřesení, které jsou v dalších částech práce spojeny skrze ohniskové mechanismy zemětřesení. Dále je popsán způsob zobrazování ohniskových mechanismů a vztah takto vytvořeného diagramu k reálné poloze zlomu a skluzu po něm. Práci uzavírá rozbor ohniskových mechanismů několika silných zemětřesení na základních typech tektonických rozhraní litosférických desek.

Abstract

This bachelor thesis is focused on earthquake focal mechanisms and their role in reflecting tectonic structure and processes. Basics of plate tectonics, seismic waves and earthquake source are briefly summarized and put together through focal mechanisms. A commonly used routine of projection of earthquake focal mechanisms is shown and relation of the final diagram to a fault plane position and slip is explained. At the end, several focal mechanisms of strong teleseismic earthquakes are compared with respective lithospheric plate margins.

Obsah

1 ÚVOD 3

2 TEORIE DESKOVÉ TEKTONIKY 4

2.1 Litosférické desky 4

2.2 Konvekce v plášti 5

2.3 Typy rozhraní litosférických desek 6

2.3.1 Divergentní rozhraní 6

2.3.2 Konvergentní rozhraní 7

2.3.3 Transformní rozhraní 8

3 ZEMĚTŘESENÍ 9

3.1 Seismické vlny 11

3.1.1 Objemové vlny 11

3.1.2 Povrchové vlny 13

4 OHNISKA ZEMĚTŘESENÍ 14

4.1 Modely ohniska zemětřesení 14

4.1.1 Statické modely 14

4.1.2 Dynamické modely 14

4.2 Znázornění ohniskových mechanismů 15

4.3 Zlomy 17

5 OHNISKOVÉ MECHANISMY NA ROZHRANÍ LITOSFÉRICKÝCH DESEK 19

5.1 Divergentní rozhraní 19

5.1.1 Středoatlanský hřbet 19

5.1.2 Východoafrický rift 20

5.2 Konvergentní rozhraní 21
5.2.1 Sumatra 21
5.2.2 Pákistán 22

5.3 Transformní rozhraní 23
5.3.1 Zlom San Andreas 23
5.3.2 Turecko 24

6 ZÁVĚR 25

LITERATURA 26

1 Úvod

Zemětřesení ohrožují lidské životy i majetek, a proto byla počátečním cílem seismologie především předpověď zemětřesení. Přestože se tohoto cíle prozatím nedosáhlo, seismologie podstatným způsobem přispěla k minimalizování škod zemětřesením způsobených, například studiem odezvy prostředí na nejsilnější očekávaná zemětřesení v konkrétní oblasti. Za zdroj většiny tektonických zemětřesení se dnes považuje šíření trhliny podél již existujícího zlomu v křehkém horninovém prostředí v důsledku nahromadění velkého množství napětí. Zemětřesení se může zdát z fyzikálního pohledu jednoznačně určitelné; pro jeho závislost na velkém množství fyzikálních, chemických i geologických parametrů na něj ale stále pohlížíme jako na náhodný jev.

Dalším cílem seismologie je získávat informace o stavbě a dynamice Země. Dělení vnitřní stavby Země na sférické vrstvy o odlišných fyzikálních vlastnostech se opírá převážně o celosvětové monitorování příchodů seismických vln vzniklých při velkých zemětřeseních. Seismologie podstatně přispěla ke zformulování teorie deskové tektoniky (viz kapitola 2). Po vynálezu jaderných zbraní se seismických záznamů využívalo k identifikaci a lokalizaci pokusných jaderných výbuchů.

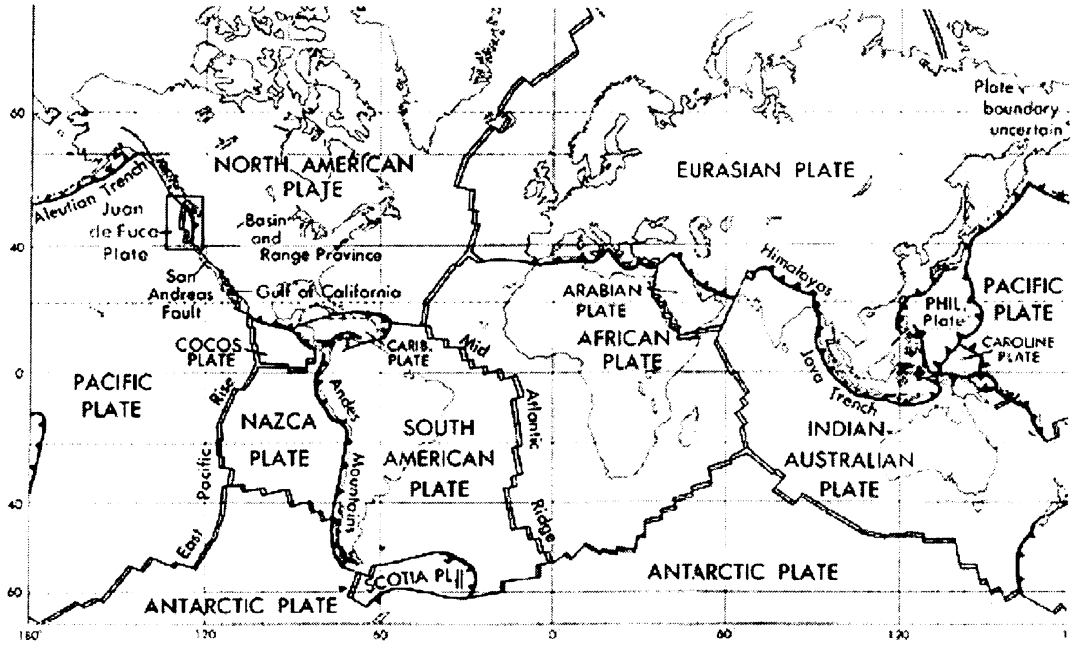
Studium seismických vln přináší mj. detailní informace o charakteru procesů probíhajících v ohnisku zemětřesení a o tektonickém charakteru příslušné oblasti. Možnost jednoduchého a srozumitelného grafického zobrazení mechanismu zemětřesení tak umožňuje charakterizovat seismicky aktivní oblast.

Cílem této rešeršní bakalářské práce je shrnutí a doplnění znalostí o ohniskových mechanismech zemětřesení a ukázání jejich spojitosti s deskovou tektonikou. Práce předkládá ukázku a porovnání několika ohniskových mechanismů zemětřesení, která vznikla na různých typech kontaktu litosférických desek. Problematika mechanismu zemětřesení a jeho využití v seismotektonice je možným tématem mé diplomové práce.

2 Teorie deskové tektoniky

Teorie deskové tektoniky vychází z předpokladu vzájemného pohybů bloků zemského povrchu. Vysvětluje mj. vznik pohoří, sedimentárních pánví, vulkanismu a nerovnoměrné rozmístění ohnisek zemětřesení po světě. Příčinu pohybů litosférických desek vidí v konvekčních pohybech hmoty zemského pláště. Desková tektonika se opírá především o poznatky seimologické, paleomagnetické a dnes i geodetické a je přijímána vědeckou veřejností jako univerzální teorie vysvětlující většinu geologických jevů na Zemi.

2.1 Litosférické desky



Obr. 1 **Mapa litosférických desek**. Subdukční rozhraní značena šipkami směřujícími ve směru podsouvající se desky. Převzato z: http://www.crystalinks.com/geologymap.gif

Pevný obal zeměkoule je tvořen litosférou a je rozdělen na několik částí kontinentálních rozměrů – desek (obr. 1), které se vůči sobě pohybují (maximální rychlostí 10 cm za rok). Litosférické desky jsou tvořeny zemskou kůrou a nejsvrchnější, pevnou částí pláště. Jak je uvedeno v Svoboda (1983), mocnost litosférických desek je pod oceány do 100 km a na kontinentech mezi 100 až 150 km v závislosti na stáří desek a stupni jejich

konsolidace. Na základě seismologického průzkumu byly určeny vrstvy litosféry: granitová, bazaltová a peroditová, oddělené Conradovou (nevyskytuje se v oceánské kůře a v kontinentální je nespojitá) a Mohorovičićovou diskontinuitou, které jsou charakterizovány skokovým nárůstem rychlosti seismických vln až o 1,7 $km.s^{-1}$ (u P-vln na Moho ploše z 6,5 na 8,2 $km.s^{-1}$, Lillie (1999)). Mohorovičićova diskontinuita odděluje kůru od pláště a zpravidla leží v hloubce 30-40 km pod kontinentální kůrou a cca 10 km pod kůrou oceánskou.

Litosférické desky plovou na plastické astenosféře, která deskám umožňuje pohyb, resp. která je v pohyb uvádí. Na rozhraní litosférické desky a astenosféry dochází ke snížení rychlosti seismických vln přibližně o 0,3 – 0,4 $km.s^{-1}$. Astenosféře se někdy říká zóna snížených rychlostí.

2.2 Konvekce v plášti

Konvekce v plášti je považována za příčinu pohybu kontinentů a za způsob transportu tepla z jádra k povrchu. Příčinou konvekce v zemském nitru je nerovnoměrné rozložení hustot, které je dané gravitační diferenciací během vývoje Země a tepelnou nebo chemicko-hustotní nerovnováhou. Plášť se v geologickém čase chová jako velice viskózní kapalina. Jak uvádí Martinec a Pěč (1983), konvekce ve zvrstvené kapalině nastane, jestliže hodnota tepelného toku přesáhne jistou hranici. Spuštění konvekce v homogenní Newtonově kapalině[1] nastane, jestliže Rayleighovo číslo[2] Ra přesáhne kritickou hodnotu. Ra se pro různé kapaliny a tvary vrstev liší.

Zemský plášť pod litosférou je složen z látky o vysoké viskozitě a při průchodu seismických vln se chová elasticky. Poznatky o něm čerpáme převážně ze seismologického výzkumu. Plášť leží pod kůrou až do hloubky 2890 km a obvykle se dělí na spodní a svrchní. Rozhraní mezi spodním a svrchním pláštěm leží v hloubce

---

[1] *"U Newtonovy tekutiny platí Newtonův zákon vnitřního tření tekutiny (lineární závislost tečného napětí na gradientu rychlosti) již od nulového gradientu rychlosti; ..."*

[2] $Ra = \alpha\beta g d^3/\chi\nu$; α koeficient tepelné roztažnosti, β teplotní gradient, g gravitační zrychlení, d tloušťka vrstvy, χ tepelná vodivost, ν kinematická viskozita.

670 km a je dáno skokovým nárůstem rychlosti seismických vln a hustot. Další diskontinuita v rychlosti šíření seismických vln se nachází v hloubce 2 890 km a určuje rozhraní mezi pláštěm a jádrem. Rychlost P–vln v plášti roste s hloubkou od 7,8 do 13,6 $km.s^{-1}$, hustota od 3,3 do 9,4 $.10^{3}.kg.m^{-3}$. Rychlost S–vln roste od 4,4 do 7,3 $km.s^{-1}$ až na hranici s vnějším, kapalným jádrem, kterým se S–vlny z principielních důvodů nemohou šířit.

Na tom, zda konvekce v plášti probíhá odděleně ve spodním a svrchním plášti (tzv. dvouvrstvá konvekce), či neoddeleně, se vědci ještě nedokázali shodnout. V obou teoriích se naráží na nepřesnosti v určení viskozity jednotlivých částí pláště, na nedostatečnou znalost rychlosti deformace látek v plášti a způsobu přenosu tepla ze zemského jádra. Této problematice se věnují články Matyska (1998) a Martinec a Pěč (1983). Nezávisle na tom, která z teorií se nakonec prosadí, bylo pomocí globální gravimetrie určeno rozdělení konvekčních buněk v plášti pod litosférou. Jedné litosférické desce neodpovídá jedna velká konvekční buňka, ale systém menších konvekčních buněk. Momenty sil těchto konvekčních buněk (vztaženo ke středu Země) se sčítají a deska se pohybuje ve směru výsledného momentu sil. Pro jednoduchost lze přijmout, že konvergentní rozhraní litosférických desek korespondují se sestupnými konvekčními proudy a divergentní s výstupnými.

2.3 Typy rozhraní litosférických desek

Každý z typů litosférických rozhraní vypovídá o jiných pohybech v plášti. O tom, jak se jednotlivá rozhraní projevují a jaké informace o nich získáváme ze seismických dat, je pojednáno v Lillie (1999) a ve stručnosti i v následujících oddílech.

2.3.1 Divergentní rozhraní

Převládá-li v litosférické desce tahové napětí, jehož původ předpokládáme v plášťové konvekci, dochází ke ztenčování desky, vydutí astenosféry a následnému rozdělení na dvě litosférické desky s divergentním rozhraním (obr. 2a). Ačkoliv se ztenčení desky a vydutí astenosféry projevuje zvýšením tepelného toku, tak se horniny u povrchu chovají křehce a může v nich docházet ke vzniku zlomů a tím i zemětřesení. Pokud tento proces probíhá v oceánské kůře, jeho geomorfologickým důsledkem je existence

středooceánského hřbetu, pokud na kontinentech, tak toto místo označujeme jako zónu kontinentálního riftu. Při dostatečně dlouhém trvání tahového napěťového režimu na kontinentě dojde k porušení kontinentu, oddalování jeho částí a vzniku nové oceánské kůry. Analýzy mechanismů zemětřesení potvrzují místo a směr, ve kterém se deska dělí. Příkladem středooceánského hřbetu je Středoatlantický hřbet, příkladem zóny kontinentálního riftu je Východoafrický rift či, v podstatně menším měřítku, Ohárecký rift.

Obr. 2 **Typy litosférických rozhraní**: a) divergentní, b) konvergentní, c) transformní (sinistrální). Převzato z: http://www.geo.uib.no/jordskjelv/index.php?topic=earthquakes&lang=no

2.3.2 Konvergentní rozhraní

Pohybují-li se dvě litosférické desky proti sobě, může dojít k subdukci (obr. 2b) - podsunování, nebo ke kolizi - deformaci, metamorfóze a výzdvihu kontinentální kůry obou litosférických desek mající za následek vznik horstva.

Subdukující deska je vystavena rostoucímu litostatickému tlaku, rostoucím teplotám a bočnímu tlaku ze strany druhé litosférické desky. V hloubkách okolo 100 - 150 km dochází k odvodnění a částečnému natavení subdukující desky. Vzniklé magma stoupá až k povrchu a vytváří vulkanický oblouk lemující konvergentní rozhraní desek. Většina poznatků o subdukčních zónách pochází ze studia zemětřesení a seismických vln. Některá mělká zemětřesení mají původ ve vulkanické činnosti, většina jich však vzniká v důsledku tlaku uvnitř subdukující desky a uvolnění nahromaděné energie na nehomogenitách či obnovených starých zlomech. Ze studia mechanismů těchto zemětřesení lze určit sklon a orientaci zlomu, na kterém došlo k uvolnění napětí. Lokalizací zemětřesení byla zmapována podsouvající deska až do hloubek 670 km pod povrchem. Na způsob vzniku nejhlubších zemětřesení existují dvě hypotézy: Buď se v těchto hloubkách vyskytují takové tlakové a teplotní podmínky, že dochází k výrazné fázové přeměně minerálů mající za následek uvolnění velkého množství seismické

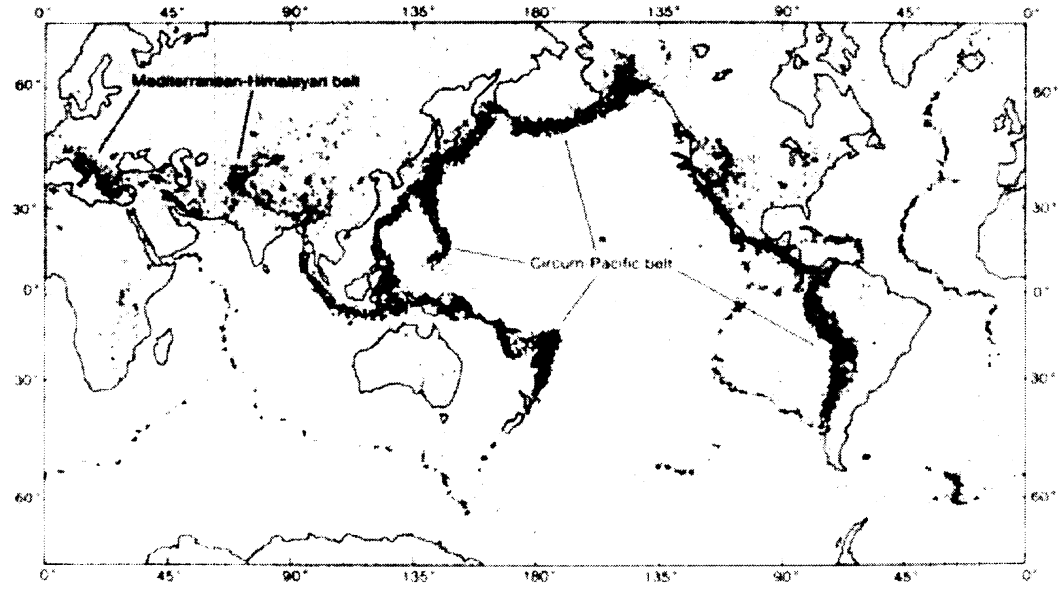
energie, a nebo si při rychlé subdukci zachovává deska křehké vlastnosti až do hloubek 670 km a dochází zde ke vzniku zemětřesení klasickým, zlomovým mechanismem. Příkladem konvergentního rozhraní je západní pobřeží Jižní Ameriky, kde se Nazca deska podsouvá pod Jihoamerickou, nebo oblast Japonska.

2.3.3 Transformní rozhraní

Posunují-li se dvě litosférické desky podél sebe v horizontálním směru, pak toto litosférické rozhraní označujeme jako transformní (obr. 2c) a litosféra podél něho nezaniká ani nevzniká. Tento typ rozhraní se nachází i v místech středooceánských hřbetů, kde je původ transformních zlomů v rotaci Země – ta způsobuje nerovnoměrné vzdalování severojižně orientovaných okrajů litosférických desek. Na transformních rozhraních dochází k mělkým zemětřesením, z jejichž mechanismů můžeme tento okraj identifikovat. Rozlišujeme transformní zlom dextrální (pravostranný) a sinistrální (levostranný) podle směru, kterým se desky vůči sobě pohybují. Známým transformním rozhraním je zlom San Andreas, který dosahuje až k zemskému povrchu.

3 Zemětřesení

V některých částech světa se lidstvo od nepaměti zajímalo o zemětřesení kvůli bezpečnosti, ale ještě v počátcích devatenáctého století se jeho výzkumem nikdo systematicky nezabýval pro jeho relativní nepravidelnost jak v čase tak v prostoru. Jak uvádí Sleep a Fujita (1997), rozvinutý výzkum a instalace seismografů byly zahájeny v Japonsku ke konci devatenáctého století. Studiem zemětřesení v San Franciscu v roce 1906, které bylo již monitorováno vysokým počtem citlivých seismografů, se zjistilo, že velká zemětřesení vznikají uvolněním elastické energie při posunu na zlomové struktuře v Zemi. Studium zemětřesení vedlo k novým a detailnějším poznatkům o stavbě Země i o zemětřesení samotném. Byly vytvořeny tabulky časů příchodu seismických vln (travel time tables) sloužící k lokalizaci zemětřesení - rozdíl v časech příchodu vln P a S do stanice je funkcí vzdálenosti stanice a ohniska.



Obr. 3 **Mapa rozložení zemětřesení po světě.** Výskyt většiny zemětřesení odpovídá hranicím litosférických desek (viz obr.1). Mapa převzata z http://comp.uark.edu/~sboss/tectonic02.jpg.

Vznik zemětřesení je podmíněn specifickými vlastnostmi prostředí. Aby mohlo dojít k posunu na zlomu, musí se v daném prostředí nějaký zlom či nehomogenita vyskytovat. Také musí v oblasti docházet k akumulaci napětí, které by pohyb po zlomu způsobilo a konečně, aby vzniklo zemětřesení, tak musí být pohyb po zlomu skokový a

nikoliv plynulý. Jinými slovy: Zemětřesení vznikne pouze v dynamickém, křehkém a porušeném prostředí. Tyto podmínky vysvětlují, proč se se zemětřeseními setkáváme převážně v oblasti kontaktů dvou litosférických desek (viz. obr. 3) a zpravidla v nevelkých hloubkách.

Na divergentních a transformních rozhraních litosférických desek se podle Lillie (1999) setkáváme převážně s mělkými zemětřeseními do 20 km hloubky. Je to způsobeno vysokým tepelným tokem, který ve větších hloubkách způsobuje přechod křehkého chování v plastické. Na konvergentních rozhraních se vyskytují i zemětřesení v hloubkách 670 km, která indikují rychlou subdukci litosférické desky. Mělčí zemětřesení v subdukčních zónách vypovídá o kompresi, ohybu a deformacích ve vrchních částech obou litosférických desek. Nejsilnější zemětřesení nastávají na kontaktu subdukujících desek, které se vůči sobě dlouhodobě nepohybovaly. Tato místa zaklesnutí desek se někdy projevují jako oblasti seismického klidu. Vzhledem k velikosti hrozícího nebezpečí jsou konvergentní okraje intenzivně monitorovány, mj. právě s cílem identifikovat oblasti seismického klidu.

Sílu zemětřesení lze podle Lillie (1999) popsat dvěma způsoby: kvantitativně magnitudem a kvalitativně intenzitou. **Magnitudo** popisuje velikost zemětřesení bez ohledu na jeho následky. Určuje se pomocí dekadického logaritmu velikosti amplitudy seismické vlny v určité vzdálenosti od epicentra, tudíž zvýšení hodnoty magnituda o jedna odpovídá desetinásobnému nárůstu amplitudy vlny. Nejčastěji se používá magnitudo určené z amplitudy P–vln. K výpočtu může být ale využito i amplitud povrchových vln a S–vln. Největší zemětřesení dosahují magnituda přes 9. Podrobnější popis určování magnituda je uveden v Červený (1983) a v Matyska, Zahradník a Hanyk (2002). **Intenzita** hodnotí očima lidí účinky zemětřesení na povrchu a označuje se římskými číslicemi. Intenzita zemětřesení je ovlivněna jeho magnitudem, vzdáleností hypocentra od místa pozorování a vlastnostmi povrchových hornin, především sedimentů. Byla vyvinuta řada stupnic intenzity, z nichž nejznámější jsou dvanáctistupňová MSK a Mercalliho stupnice (intenzita hodnoty I označuje zemětřesení zaznamenané pouze přístroji,..., XII totální katastrofa, objekty létají povětřím).

Zemětřesení je důsledkem náhlého uvolnění elastické energie, postupně nahromaděné v horninovém prostředí. Tato energie se uvolní prostřednictvím posunu po zlomu.

Na divergentních rozhraní litosférických desek převažuje vznik zemětřesení na poklesových zlomech (u středooceánských hřbetů i na transformních zlomech), v subdukčních zónách na přesmycích a na transformních rozhraních na zlomech s horizontálním posunem. V důsledku komplikovaných pohybů na konvergentních rozhraních jsou častá zemětřesení i na přesmycích a transformních zlomech. Typy zlomů jsou popsány v kapitole 4.3.

3.1 Seismické vlny

Vznik zemětřesení je doprovázen náhlým poklesem napětí a část uvolněné energie se do okolí šíří v podobě seismických vln. Teorie šíření seismických vln je postavena na předpokladu elasticity hornin pro určité energie a rozsah pohybů – platí zde Hoookův zákon o lineární závislosti napětí a deformace. Seismickým vlnám je věnována kapitola v knize Sleep a Fujita (1997). Šíření seismické vlny můžeme popsat dvěma způsoby, majícími své ekvivalenty ve vlnové optice (což je výhodné pro jejich popis a další zpracování). 1) **Čelo seismické vlny**, tj. vnější obal míst, do kterých seismická energie už dorazila. K popisu chování čela seismické vlny se používá Huygensův princip o sekundárních zdrojích vlnění. Čelo seismické vlny, v případě bodového zdroje, má v homogenním prostředí sférický tvar. 2) **Paprsek** dle Fermatova principu znázorňuje časově nejkratší dráhu, po které se seismická energie šířila. Paprsek má v homogenním prostředí tvar polopřímky. Popis seismické vlny paprskem je vhodný pro zpracování většiny seismických dat.

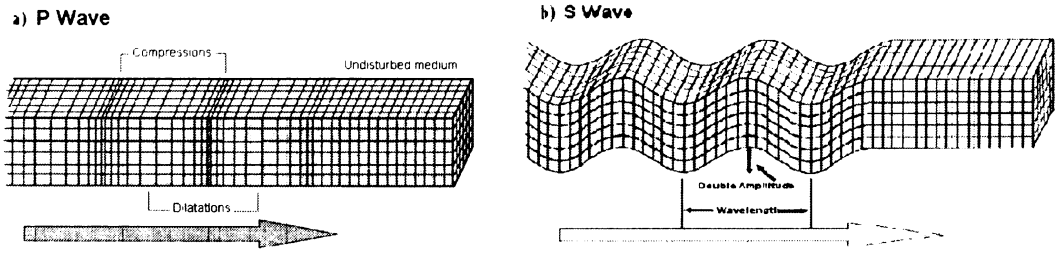
Seismické vlny se podle Bolt (1993) dělí na objemové a povrchové. U obou typů vln dochází k útlumu v čase a prostoru ze dvou důvodů: 1) Geometrický útlum v prostoru, který je důsledkem zákona zachování energie. 2) V důsledku nedokonalé elasticity prostředí.

3.1.1 Objemové vlny

P – vlna (podélná, Primary): Svým charakterem odpovídá šíření zvuku ve vzduchu. Částice hmoty se pohybují ve směru šíření vlny – kolmo na čelo vlny, prostřednictvím komprese a dilatace (roztažení) hmoty, viz. obr. 4a . Rychlost šíření P–vln (α) zpravidla roste s hloubkou, protože nestlačitelnost (k) a střižný modul pružnosti (μ) roste

s hloubkou rychleji než hustota (ρ). $\alpha = \sqrt{\left(k + \frac{4}{3}\mu\right)/\rho}$ Pro granit se α = 5,5 km.s^{-1}, pro vodu α = 1,5 km.s^{-1}.

S – vlna (střižná, Secondary): Svým charakterem odpovídá šíření světla – částice kmitají kolmo na směr šíření vlny (obr. 4b) a na diskontinuitách či rozhraních se S–vlna polarizuje vertikálně (SV-vlna) a horizontálně (SH-vlna). Rychlost šíření S–vln (β) je závislá pouze na hustotě (ρ) a střižném modulu pružnosti (μ) a proto se nešíří kapalinami (μ = 0); $\beta = \sqrt{\mu/\rho}$. Pro granit β = 3,0 km.s^{-1}.



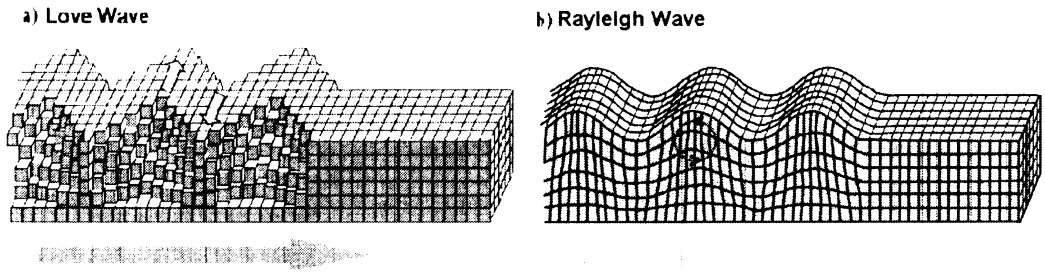
Obr. 4 **Mechanismus šíření objemových vln**: a) P-vlna, b) S-vlna.
Převzato z: www.geo.mtu.edu/UPSeis/waves.html

Poměr rychlostí P a S-vln $\frac{\alpha}{\beta} \approx 1{,}6$. Ze znalosti přesných hodnot tohoto poměru pro jednotlivá horninová prostředí a z rozdílu časů příchodu P a S-vln do seismické stanice lze určit vzdálenost seismické stanice od hypocentra, čehož se využívá při lokalizaci zemětřesení.

Jak je uvedeno v Bolt (1993), při dopadu P-vlny na rozhraní, či diskontinuitu vzniká odražená a lomená P-vlna a též odražená a lomená S-vlna (na rozhraní vzniká vedle komprese i střižné napětí). Obdobně dochází k přeměně SV- vlny na odraženou a lomenou SV-vlnu a lomenou P-vlnu. Přeměna SH-vlny na rozhraní se od předchozích liší, neboť vzniká pouze odražená a lomená SH-vlna. Znalosti těchto zákonitostí se využívá při určování rychlostního modelu Země. Je také známo, že složení odražených a přímých vln na rozhraních způsobuje místní zvětšení amplitudy a energie vlny, a proto v dolech téměř nepocítěné zemětřesení může způsobit na povrchu škody.

3.1.2 Povrchové vlny

Povrchové vlny vznikají, když P nebo S-vlna dorazí k povrchu Země či k jinému výraznému seismickému rozhraní. Mají malý hloubkový dosah, vyznívají pomaleji než objemové vlny a jejich rychlosti jsou menší nebo rovny rychlosti S-vln. Nejznámější povrchové vlny jsou Loveho a Rayleighovy vlny. Způsob šíření **Loveho vlny** je obdobný jako u SH–vlny: částice kmitají pouze v horizontální rovině, kolmo na směr šíření vlny (obr. 5a). Loveho vlny jsou kvůli své velké amplitudě nejdestruktivnější ze zemětřesných vln. **Rayleighovy vlny** svým mechanismem nejvíc připomínají vlny na vodě (eliptická trajektorie částic – obr. 5b).



Obr. 5 **Mechanismus šíření povrchových vln:** a) Loveho vlna, b) Rayleighova vlna. Převzato z: www.geo.mtu.edu/UPSeis/waves.html

4 Ohniska zemětřesení

4.1 Modely ohniska zemětřesení

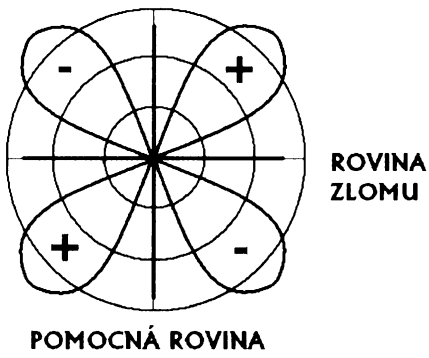
Jak uvádí v rešeršním úvodu své disertační práce Šílený (1982), poznání fyziky mechanismů ohniska zemětřesení je nezbytné pro možnost kvantitativního posouzení těchto jevů. Pro tuto práci jsou fyzikální modely ohniska zemětřesení důležité, neboť na znalosti fyzikálních projevů dynamických bodových modelů je postaveno určování ohniskových mechanismů zemětřesení. Pro úplnost ve stručnosti uvádím i méně přesné statické modely ohnisek.

4.1.1 Statické modely

Statické modely ohniska zanedbávají setrvačné síly a převádějí dynamický proces zemětřesení na pozorování a interpretaci nevratných změn jím způsobeným. Porušení prostředí se po zlomu šíří omezenou rychlostí. Deformace způsobené pohybem po zlomu nezávisí na primárním rozložení napětí v prostředí, ale ovlivňuje je velikost poklesu napětí, morfologie zlomu a vlastnosti prostředí. Statické modely ohniska jsou postaveny na řešení elastostatických rovnic a zavádí se zde pojmy jako pokles napětí na zlomu, průměrné posunutí a plocha zlomu, které se využívají i v přesnějších, dynamických modelech.

4.1.2 Dynamické modely

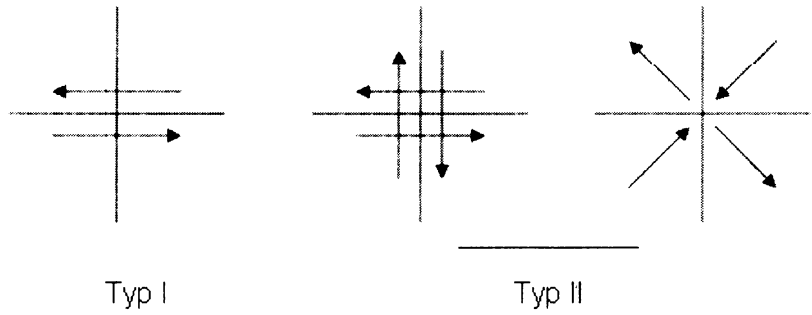
Dynamické modely nezanedbávají setrvačné síly a jsou postaveny na řešení pohybových rovnic elastického kontinua – kinematických či nekinematických. Ohnisko můžeme vzhledem k jeho vzdálenosti od seismických stanic považovat za bodové, nebo pro přesnější vystihnutí dějů předpokládáme vznik zemětřesení na jednoduché ploše s časově proměnnými rozměry. Při určování mechanismů si vystačíme s bodovým modelem ohniska.



Obr. 6 **Vyzařovací charakteristika P- vln** téměř nezávisí na typu bodového ohniska. Soustředné kružnice představují měřítko pro velikosti amplitudy P-vln.

Bodové modely ohniska: Rozdílné směry prvního nasazení P-vln v prostoru vysvětluje kinematicko-dynamický přístup pomocí systému sil působících v bodovém ohnisku. Záporné nasazení P-vlny představuje oblast tahu (dilatace), kladné oblast komprese. Tyto oblasti jsou odděleny tzv. nodálními rovinami, s nulovým nasazením P-vlny. Velikost amplitudy a směr prvního nasazení P-vln zaznamenaný na seismických stanicích, které by byly umístěny na kružnici kolem epicentra, znázorňuje vyzařovací charakteristika zdroje (viz. obr. 6). Zaveden je bodový zdroj typu I (jednoduchý dipól sil s momentem) a typu II (superpozice dvou dipólů sil bez výsledného momentu, viz. obr. 7). Určování mechanismů zemětřesení je postaveno na těchto modelech zemětřesení, na jejich rozlišování a na zjišťování orientace dipólů.

Typ I: Rovina zlomu je dána vektorem momentu sil a směrem dvojice sil. Nodální roviny bývají určeny epicentrem a polohou seismologických stanic, na nichž byla prvně zaznamenána nasazení P-vln opačných znamení. **Typ II** se s typem I shoduje v nasazení P-vln, ale liší se v rozložení nasazení S-vln. Odpovídá mu většina mechanismů zemětřesení (některé mechanismy neodpovídají ani typu I). Model ohniska jako dislokace po zlomu i jako bodového zdroje vytváří stejné pole posunutí, na základě čehož je typ II považován za ekvivalentní dislokaci ve směru posunutí.

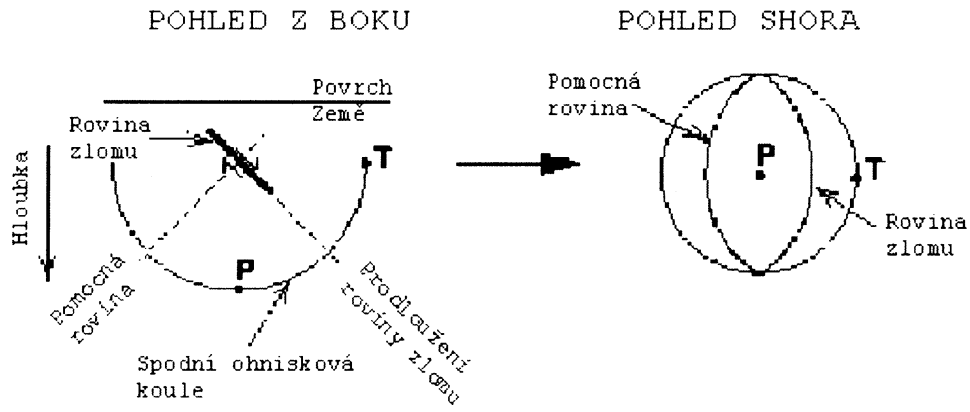


Obr. 7 **Bodové modely ohniska**. Šipky znázorňují směr působících sil, kříž úseček značí rovinu zlomu a rovinu na něj kolmou – nejdou rozlišit. Obrázek převzat z Šílený (1982).

4.2 Znázornění ohniskových mechanismů

Jak je ukázáno v Doyle (1995), způsob zobrazování ohniskových mechanismů je následující. Ohnisku opíšeme jednotkovou kouli. Body, ve kterých seismický paprsek vedoucí k seismické stanici protíná povrch koule, označíme C v případě, že stanice zaznamenala vzestupné první nasazení P-vlny a D v případě, že stanice zaznamenala

sestupné první nasazení P-vlny. Vzestupné nasazení P-vlny značí kompresi - pohyb hmoty směrem od ohniska zemětřesení způsobuje relativní výzdvih stanice. Sestupné nasazení P-vlny značí oblast dilatace - pohyb terénu směrem k ohnisku zemětřesení způsobí relativní pokles stanice. V ideálním případě se dají oblasti komprese a dilatace na ohniskové kouli jednoznačně oddělit dvěma navzájem kolmými plochami – nodálními rovinami. Jedna z nodálních rovin představuje rovinu zlomu a druhá tzv. pomocnou rovinu. Rozlišení těchto dvou rovin je možné z doplňujících pozorování - povrchových projevů zlomu, rozložení dotřesů a geodetických pozorování.



Obr. 8 **Zobrazení ohniskových mechanismů** na spodní polokouli ohniskové koule. Převzato z http://z.about.com/d/geology/1/0/9/1/beachball.gif a upraveno.

Ohniskovou kouli potom zobrazíme pomocí stereometrické stejnoploché projekce dolní ohniskové polokoule do roviny (viz obr. 8). Oblasti komprese se v diagramu značí tmavou barvou, oblasti dilatace bíle a nodální roviny jako oblouky (v případě svislého zlomu úsečky). Osa maximálního napětí (P–osa) leží uprostřed kvadrantu dilatace a osa minimálního napětí (T–osa) uprostřed kompresního kvadrantu. Osa středního napětí (B–osa) je dána průsečíkem nodálních oblouků a proto se v diagramu zpravidla nevyznačuje.

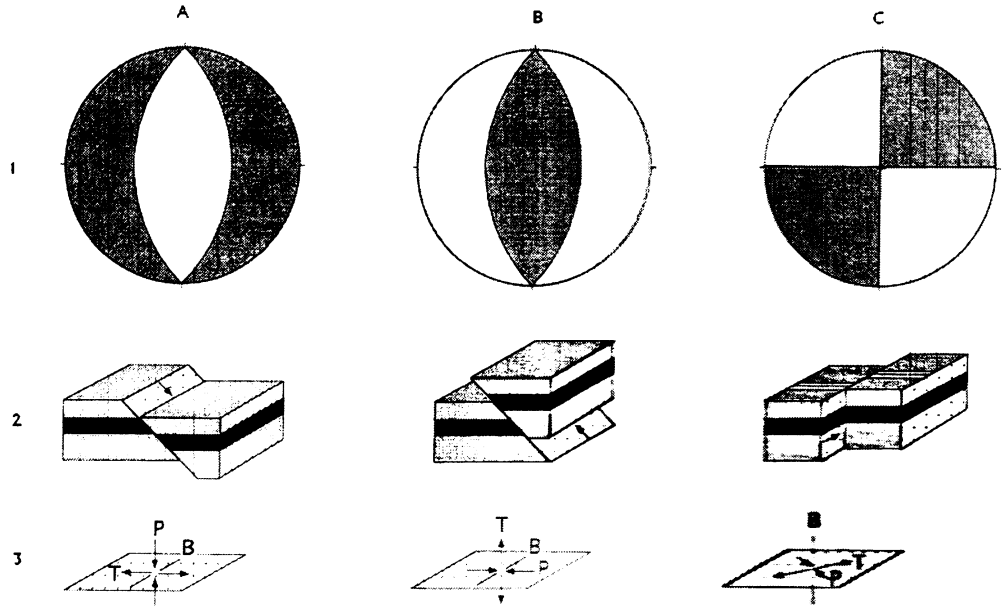
Polarita prvních nasazení P-vln se dá nejpřesněji určit na dlouhoperiodických vertikálních seismogramech. Pravděpodobnost správného určení mechanismu zemětřesení je asi 60 až 70 %. Nepřesnosti v určováním mechanismů mohou vzniknout u malých i velkých zemětřeseních (předtřes je omylem považován za první nasazení), při poklesech a násunech v případě, že je jedna z nodálních rovin blízká horizontální,

v důsledku nepřesných měřících přístrojů, nebo v případě, že je paprsek komplikovaný v důsledku složité geologické stavby a anizotropie, například u subdukující desky.

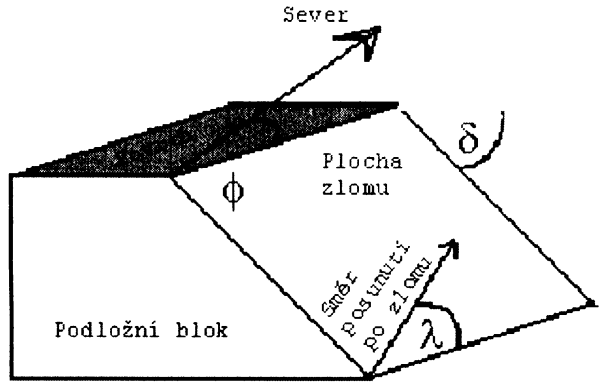
Ohniskové mechanismy určené z prvních nasazení P-vln vypovídají o posunech na zlomu na začátku zemětřesení. Komplexnější informace o pohybu zlomu se získávají z analýzy i dalších vlnových skupin. Ohniskové mechanismy z P-vln základních typů zlomů jsou ukázány v následující kapitole.

4.3 Zlomy

Nejjednoduššími typy zlomů jsou pokles, přesmyk a horizontální posun. Charakter posunu na zlomu je dán poměrem maximálního a minimálního napětí. Směry maximálního, středního a minimálního kompresního napětí se značí jako osy P, B a T a jsou na sebe navzájem kolmé. Jejich orientace se udává pomocí azimutu a sklonu. Směry hlavních napětí u jednotlivých výše uvedených typů zlomů jsou zobrazeny na obr. 9.3.



Obr. 9 **Orientace napětí a jeho projevy.** 1) ohniskový mechanismus, 2) zobrazení zlomu, 3) orientace hlavních napětí pro daný zlom, A) pokles, B) přesmyk, C) levostranný (sinistrální) transformní zlom. Převzato z: Sleep a Fujita (1997).



Obr. 10 **Jednoznačný popis plochy zlomu**. Φ značí strike, δ dip a γ slip zlomu.

Posunutí po zlomu lze popsat pomocí hodnot úhlů směru a sklonu zlomu (strike, dip) a směru skluzu na zlomu (slip) (viz. obr. 10). Směr zlomu (strike, Φ) je azimut průsečíku zlomu s horizontální rovinou a jeho definiční obor je 0-360°. Hodnota Φ menší či rovna 180° značí, že zlom spadá k východu, hodnota Φ v rozmezí 180 až 360° značí zlom spadající k západu. Sklon zlomu (dip, δ) nabývá hodnot 0 až 90°. Směr skluzu podél zlomu (slip, γ) je úhel, který svírá směrnice posunutí po zlomu s horizontálou a nabývá hodnot 0 až 180° a 0 až -180°. Podle hodnoty γ se rozlišují typy zlomů: $\gamma = 0°$ pro levostranný horizontální posun, $\gamma = \pm 180°$ pro pravostranný horizontální posun, $\gamma = 90°$ pro přesmyk a $\gamma = -90°$ pro čistě poklesový zlom. Ekvivalentní označení pro slip je rake.

Diagram mechanismů zemětřesení vypovídá o hodnotách strike, dip i slip nejednoznačně, a to z toho důvodu, že často nelze rozlišit pomocnou rovinu a rovinu zlomu. Pro spolehlivé určení mechanismu zemětřesení je třeba dostatečné množství dat. Jednotlivým charakteristickým typům zlomů odpovídají charakteristické mechanismy (viz. obr. 9).

5 Ohniskové mechanismy na rozhraní litosférických desek

Od roku 1964 International Seismological Centre (ISC) sestavuje bulletin časů příchodů seismických vln od jednotlivých zemětřesení k 3 000 seismických stanic rozmístěných po celém světě. Jsou zde uvedeny informace o názvu stanice, času příchodu vlny do stanice, typu seismické vlny, kód informace a většinou i amplituda a perioda vlny. Roku 1976 se rozběhl podobný projekt na Harvardské universitě s cílem určovat i mechanismy seismických jevů (viz webové stránky Harvard Seismology). Informace o mechanismech použité v této kapitole jsou převážně získány z dalšího volně přístupného spolehlivého internetového zdroje, kterým je U. S. Geological Survey (USGS). Uvádí se zde magnitudo, čas vzniku, souřadnice ohniska zemětřesení, přesnost určení těchto parametrů, název regionu, a u silnějších jevů i ohniskový mechanismus.

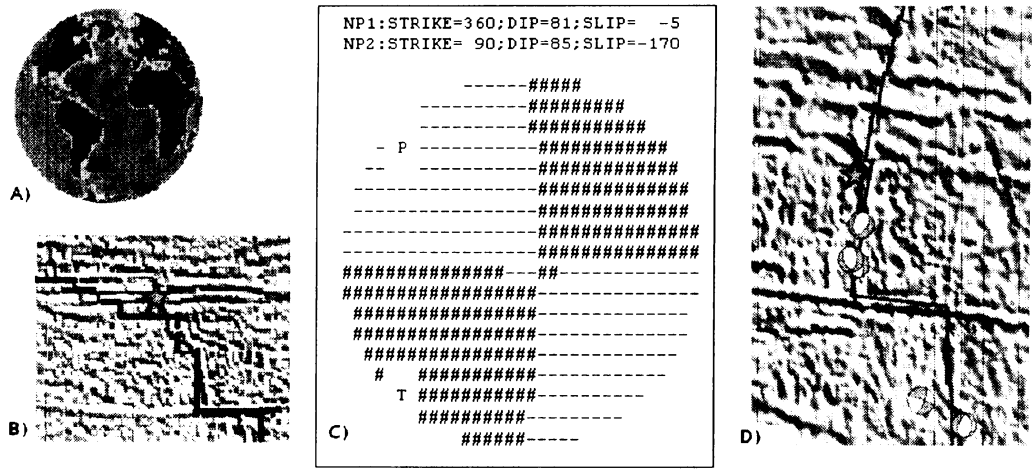
Pro každý typ litosférického rozhraní jsem na stránkách USGS vyhledala po dvou ohniskových mechanismech zemětřesení podle následujících kritérií: zemětřesení proběhlo v lokalitě litosférického rozhraní jednoznačně určitelného typu, jeho magnitudo bylo větší než pět, proběhlo v posledních pěti letech (tj. od roku 2001) a je pro ně určen a vykreslen ohniskový mechanismus. U zemětřesení, kde byl k dispozici ohniskový mechanismus také z jiného zdroje než Harvardského, jsem porovnala hodnoty strike, dip a slip z příslušného zdroje a Harvardu a vysvětlila jsem případné větší odchylky v těchto hodnotách. Žádné zemětřesení jsem při výběru nevyřadila z toho důvodu, že jeho mechanismus neodpovídal známé tektonice oblasti.

5.1 Divergentní rozhraní

5.1.1 Středoatlanský hřbet

Během měsíce března roku 2006 na Středoatlantském hřbetě došlo ke dvanácti zemětřesením v rozsahu magnitud od 3,4 do 5,5. Všem byla přiřazena hloubka 10 km a pouze u největšího byl určen i ohniskový mechanismus. V pondělí 27. 3. 2006 v 01:10:33 světového času proběhlo v rovníkové oblasti středooceánského riftu (7,16° N; 34,26° W) mělké zemětřesení o magnitudu 5,5 (viz. obr. 11A). Podle

harvardských stránek byla určena hloubka ohniska 18,8 ± 0,9 km. Jeho ohniskový mechanismus (obr. 11C) ukazuje na téměř vertikální zlom orientovaný buď severo-jižně nebo východo-západně. Vzhledem k tomu, že se jedná o oblast transformních zlomů v blízkosti středooceánského hřbetu (viz. kapitola 2.3.1) a v místě jeho umístění (obr. 11B) se i nachází východo-západně orientovaný zlom, tak se dá téměř s jistotou usoudit, že se jednalo o východo-západně orientovaný pravostranný horizontální posun.



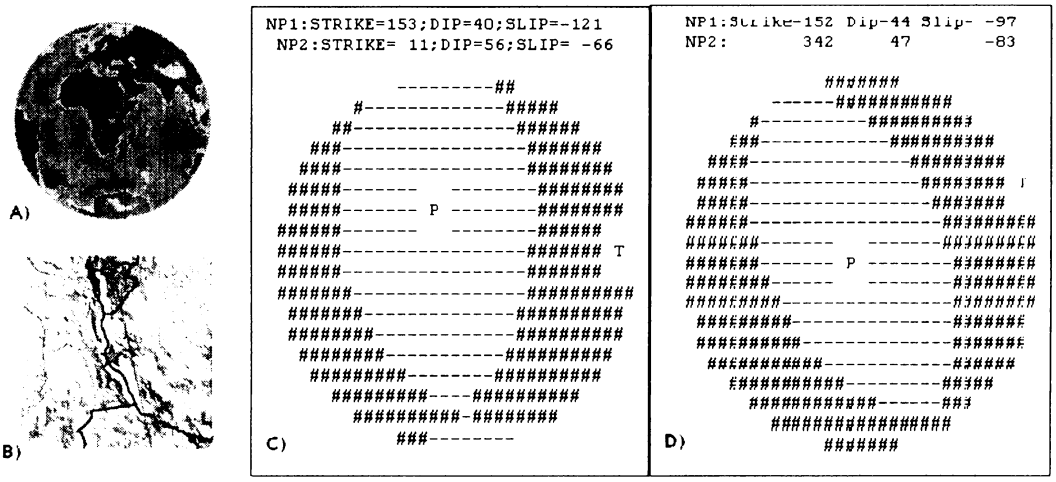
Obr. 11 **Zemětřesení na Středoatlantickém hřbetě** dne 27. 3. 2006. A) epicentrum v globálním měřítku, B) epicentrum na tranformním zlomu Středoatlantickém hřbetu, C) ohniskový mechanismus dle Harvardu, D) ohniskové mechanismy v jiné části Středoatlantickém hřbetu. Převzato z: *http://neic.usgs.gov/neis/bulletin/neic_kuab.html*

Ze starších záznamů ohniskových mechanismů na stránkách USGS lze vidět, že většina zemětřesení na Středoatlantickém hřbetě, u nichž byl určen mechanismus, vzniká na transformních rozhraních a menšina na divergetních. Tato menšina je pak poklesového charakteru (viz. obr. 11D).

5.1.2 Východoafrický rift

Dne 5. 12. 2005 ve 12:19:57 světového času došlo v rovníkové oblasti Východoafrického riftu (obr. 12A) k zemětřesení o magnitudu 6,8. Epicentrum se nacházelo na hranici států Kongo a Tanzanie pod jezerem Tanganiyka (6,174° S; 29,717° E; obr. 12B), které leží v riftové struktuře Východoafrického riftu. Minimálně šest lidí zemřelo a na 300 domů bylo zbořeno. Analýzou příchodů seismických vln bylo určeno, že se jedná o mělké zemětřesení (na USGS mu byla automatickou lokační procedurou přisouzena hloubka 22 km, na Harvardských stránkách se uvádí (17,6 ±

0,7 km)). Ohniskový mechanismus určilo jak harvardské středisko (obr. 12C), tak USGS (obr. 12D). Z obou stanovených mechanismů vyplývá, že zemětřesení proběhlo na poklesové zlomové struktuře se sklonem mezi 40° až 56° a s azimutem odpovídající směru Východoafrického riftu v místě zemětřesení. Zda zlom spadá k východu či západu nelze z těchto informací určit.

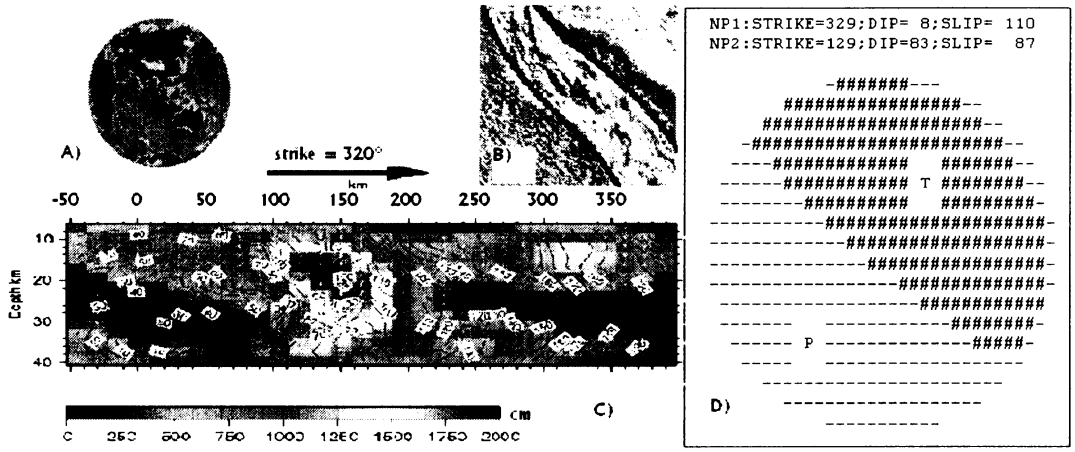


Obr. 12 **Zemětřesení pod jezerem Tanganiyka**. A) epicentrum v globálním měřítku, B) epicentrum v jezeře Tanganiyka, C) ohniskový mechanismus určený Harvardským střediskem, D) ohniskový mechanismus, který vypočítala USGS. Převzato z: *http://earthquake.usgs.gov/eqcenter/eqinthenews/2005/usggail*

5.2 Konvergentní rozhraní

5.2.1 Sumatra

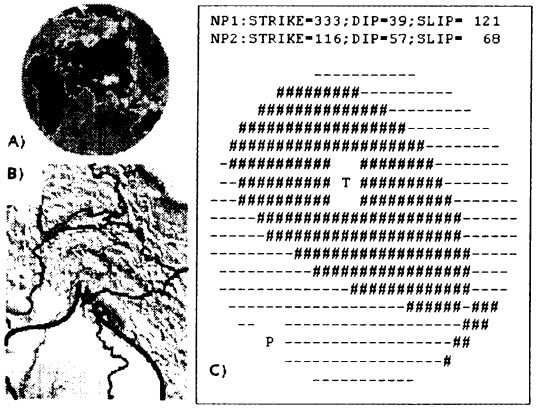
V neděli 26. 12. 2004, 00:58:53 světového času došlo u západního pobřeží Sumatry (obr. 13A) k silnému zemětřesení (magnitudo 9), které mělo za následek tsunami, o jehož ničivých účincích jsme se dozvěděli z médií. Ač toto zemětřesení vzniklo na konvergentním rozhraní, tak se svojí hloubkou (28,6 ± 1,3) km nepatří mezi hluboká. Ohniskový mechanismus určený Harvardem (obr. 13D) svědčí o původu zemětřesení na přesmyku s rovinou zlomu buď to téměř kolmou nebo téměř vodorovnou. Za zlomovou rovinu je podle USGS považována rovina s hodnotou strike = 329° a dip = 8°. Na ploše zlomu (400 x 40 km) došlo k maximálnímu posunu 20 m (obr. 13C). To, že zemětřesení vzniklo na jihovýchodně orientované přesmykové struktuře, souhlasí s charakterem subdukční zóny (obr. 13B) – Indická deska na jihozápadě se podsouvá pod Barmskou na severovýchodě.



Obr. 93 **Sumaterské zemětřesení**. A) poloha Sumatry, B) epicentrum na východ od subdukční zóny, C) plocha zlomu s posunutím, černý kruh značí hypocentrum, D) ohniskový mechanismus podle Harvardu. Převzato z: *http://earthquake.usgs.gov/eqcenter/eqinthenews/2004/usslav/*

5.2.2 Pákistán

K dalšímu nedávnému ničivému zemětřesení na konvergentním okraji došlo v pákistánských Himalájích v Kašmíru (34,493° N; 73,629° E, obr. 14A) 8. 9. 2005, 03:50:40 světového času. Mělo magnitudo 7,6, byla mu přiřazena hloubka 26 km a epicentrum se nachází v místě kontinentální kolize Indické a Euroasijské desky. Ohniskový mechanismus určený na Harvardu (obr. 14C) ukazuje na přesmyk, jehož obě nodální roviny směřují přibližně severozápadním směrem, což odpovídá směru deskového rozhraní (viz. obr. 14B). Rozlišení zlomové a pomocné roviny v tomto případě není možné, protože nemám informace o povrchových projevech zlomu.

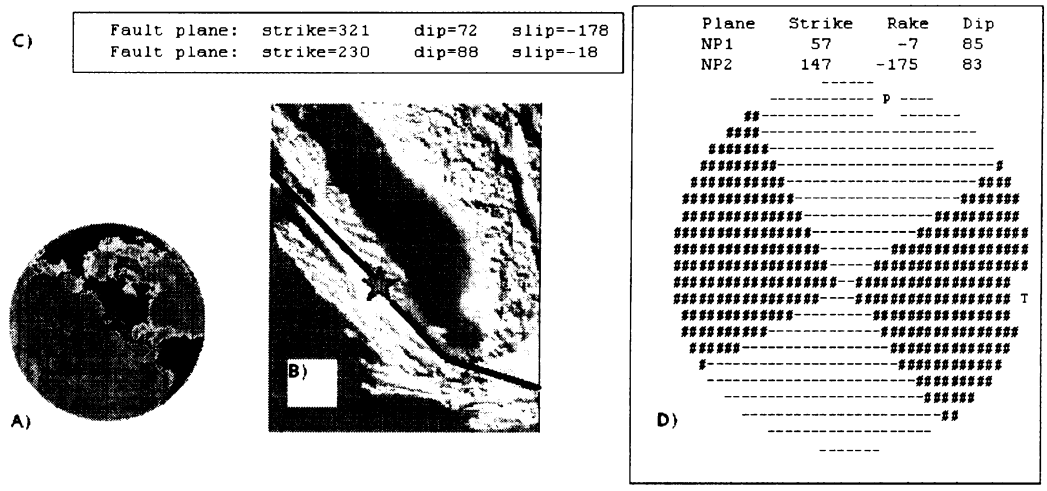


Obr. 14 **Pákistánské zemětřesení**. A) zemětřesení v Kašmíru, B) ohnisko zemětřesení na linii subdukční zóny, D) ohniskový mechanismus zemětřesení podle Harvard Seismology. Převzato z: *http://earthquake.usgs.gov/eqcenter/eqinthenews/2005/usdyae/*

5.3 Transformní rozhraní

5.3.1 Zlom San Andreas

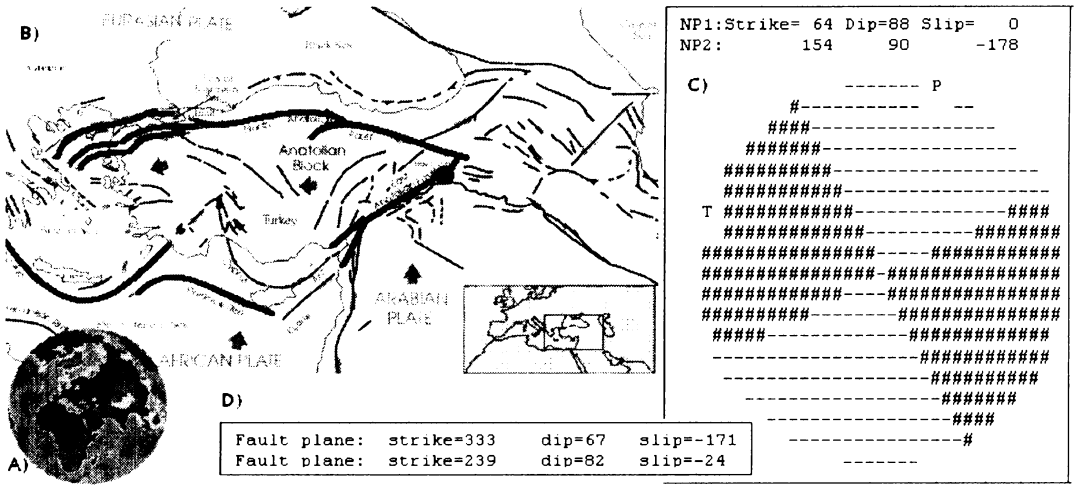
Transformní rozhraní Pacifické a Severoamerické litosférické desky je z velké části tvořeno zlomem San Andreas, který protíná Kalifornii ve směru SSZ-JJV a vychází až na povrch. Dne 28. 9. 2004 v 17:15:24 světového času došlo ve střední Kalifornii (35,815° N; 120,374° W) k silnému zemětřesení o magnitudu 6. K posunu došlo v té samé části San Andreaského zlomu jako tomu bylo od roku 1857 už šestkrát. Jednalo se o mělké zemětřesení (7,9 km dle USGS, či 12 km podle Harvardských stránek). Hodnoty strike a slip (rake), určené pro ohniskový mechanismus na stránkách USGS (obr.15D), se zdánlivě výrazně liší od hodnot na Harvardských stránkách (obr. 15C). Tento rozdíl (180°) je však způsoben pouze rozdílem v určení hodnoty dip o ±6°. Přímo z obrázků 15B a 15D plyne, že zlomovou plochou bude ta se strike 147° a pomocnou rovinou ta se strike 57°. Zlom San Andreas je tedy podle ohniskových mechanismů svislý pravostranný transformní zlom, což se shoduje i s jinými pozorováními, mj. s proslulým farmářským plotem, k jehož rotržení došlo při zemětřesení v roce 1906.



Obr. 105 **Zemětřesení na San Andreaském zlomu**. A) epicentrum na západním pobřeží Ameriky, B) epicentrum na San Andreaském zlomu, C) hodnoty strike, dip a slip podle Harvardu, D) ohniskový mechanismus podle USGS. Převzato z: *http://earthquake.usgs.gov/eqcenter/eqinthenews/2004/nc51147892/*

5.3.2 Turecko

Turecko, tvořené převážně Anatolským blokem, leží na kontaktu tří litosférických desek: Euroasijské, Africké a Arabské (obr. 16B). Většina recentních zemětřesení je způsobena pohyby na Východním Anatolském zlomu. Stejně tomu bylo 1. 5. 2003, 00:27:04 světového času. Toto mělké zemětřesení s hloubkou ohniska 10-15 km mělo magnitudo 6,6. Hodnoty strike, dip a slip, podle nichž vytvořili ohniskový mechanismus na USGS (obr. 16C), se od Harvardských (obr. 16D) v hodnotách strike zdánlivě výrazně liší. Jedná se však o rozdíl cca 180°, jehož původ je, stejně jako v předchozím případě, v nepřesném určení hodnoty dip a ve svislosti zlomu. Rozlišení zlomové a pomocné roviny zlomu je na základě znalosti místní tektoniky možné. Zemětřesení tedy pravděpodobně proběhlo na vsv. transformní zlomové struktuře.



Obr. 16 **Turecké zemětřesení**. A) zemětřesení v Turecku, B) komplikovaná tektonická stavba Anatolského bloku na kontaktu Arabské a Euroasijské desky. Epicentrum leží na východním konci Východního Anatolského zlomu a je výjimečně vyznačeno kolečkem. C) ohniskový mechanismus určený USGS, D) hodnoty strike, dip a slip z Harvardských internetových stránek. Převzato z: *http://neic.usgs.gov/neis/eq_depot/2003/eq_030501/*

6 Závěr

Studiem příslušné literatury jsem si ověřila, že ohniskové mechanismy zemětřesení jsou nositeli podstatných a spolehlivých informací o procesech na zlomových rozhraních a o tektonickém stylu a napěťovém režimu, zvláště pak pro místa s velkým množstvím dostupných dat, jako jsou konvergentní okraje litosférických desek. Na několika náhodně vybraných zemětřeseních byla potom prokázána shoda ohniskových mechanismů s charakterem rozhraní litosférických desek.

Literatura

Bolt, B. A. 1993. *Earthquakes and Geological Discovery.* New York: Scientific American Library. 229 s.

Doyle, H. 1995. *Seismology: Focal mechanisms.* Chichester: Wiley & Sons, 1995. 70 – 72 s.

Harvard Seismology, *CMT catalog search,* [on line], Cambridge: Harvard University, 8. září 2000, [cit. 18. dubna 2006], http://www.seismology.harvard.edu/

Červený, V. 1983. *Československý časopis pro fyziku [sekce A] 33: Fyzika zemětřesení.* 5. číslo. Praha: Fyzikální ústav Akademie věd České republiky. 433 – 544 s.

International Seismological Centre, *On-line Bulletin,* [on line], Thatcham: International Seismological Centre, 5. července 2004, [cit. 18. dubna 2006], http://www.isc.ac.uk/Bull

Lillie, R. J. 1999. *Whole Earth Geophysics. An Introductory Textbook for Geologists and Geophysicists.* I .Title. New Persey: Prentice Hall. 361 s.

Martinec, Z. a Pěč, K. 1983. *Československý časopis pro fyziku [sekce A] 33: Dynamika zemského pláště a litosféry.* 5. číslo. Praha: Fyzikální ústav Akademie věd České republiky. 471 – 484 s.

Matyska, C. 1998. *Vesmír, 77: II. Dynamika pláště Země: Země se postupně zklidňuje, což paradoxně umožňuje promíchávání hmot v plášti.* Praha: Vesmír s.r.o., únor 1998. 85 – 88 s.

Matyska, C., Zahradník, J. a Hanyk, L. 2002. *Pokroky matematiky, fyziky a astronomie: Dynamika Země,* ročník 47. Praha: Jednota českých matematiků a fyziků, str. 221 – 229.

Sleep, N. H. – Fujita, K. 1997. *Principle of Geophysics.* II. Title. Massachusetts: Blackwell Science. 586 s.

Svoboda, J., et al. 1983. *Encyklopedický slovník geologických věd.* Praha: Academia. 2 sv. (917, 850 s.)

Šílený, J. 1982. *Seismické projevy jednoduchého tektonického zlomu.* Praha: Československá akademie věd.173 s. Disertace k získání vědecké hodnosti kandidáta fyzikálně – matematických věd.

USGS, *Earthquake Hazards Program*, [on line], Reston: USGS National Center, stránky jsou aktualizovány denně, [18. dubna 2006], http://earthquake.usgs.gov/