

FYZIKÁLNÍ VÝZKUM ZEMĚTŘESENÍ

*Jiří Zahradník, Jan Burjánek, František Gallovič, Univerzita Karlova v Praze,
Matematicko-fyzikální fakulta, katedra geofyziky,
V Holešovičkách 2, 180 00 Praha 8
<http://geo.mff.cuni.cz>*

Velká přírodní katastrofa z 26.12. 2004 v jihovýchodní Asii si vyžádala 300 tis. obětí na životech. Při zemětřesení magnituda 9, které silnými pohyby půdy zdevastovalo severní část Sumatry, vzniklo tsunami, které pak během několika následujících hodin zkázu dovršilo na pobřeží několika států v Bengálském zálivu i jinde. Má-li se lidstvo chránit před účinkem podobných katastrof, musí znát jejich tektonické příčiny, fyzikální mechanismus i společenské důsledky. Významným způsobem k tomuto širokému okruhu otázek přispívá seismologie.

V tomto článku, psaném bezprostředně po katastrofě v jihovýchodní Asii, uvedeme nejprve fyzikální popis souvislostí mezi porušením na zlomu a seismickými vlnami v okolním prostředí. Dále naznačíme, jaké matematické modely a data používáme v seismologii k tomu, abychom od pozorování vln dospěli k určení parametrů konkrétního zemětřesení, které pak vzápětí můžeme použít například k numerické simulaci tsunami. Metody budeme ilustrovat na předběžných výsledcích publikovaných pro zemětřesení u Sumatry (převzaté údaje), ale stručně se zmíníme i o našich vlastních pracích v tomto oboru. Budeme také sledovat čas, a ptát se, jak rychle po zemětřesení lze ten či onen výpočet provést. Článek je orientován na vážnější zájemce, kteří znají populární údaje, ale vědí, že jedinou cestou k hlubšímu pochopení fyzikálních procesů je matematický model.

ZEMĚTŘESENÍ A SEISMICKÉ VLNY

Z globálního hlediska je zemětřesná a vulkanická činnost spojena s pohyby litosférických desek. Problematice fyzikálně-matematického modelování dynamiky desek, která úzce souvisí s termální konvekcí v zemském plášti, je v tomto čísle věnován samostatný článek [1]. O zanořování desek, neboli subdukcí v j.v. Asii se zmiňuje práce ve speciálním geofyzikálním čísle tohoto časopisu [2]. Subdukce tam probíhá relativně rychle, geodetická měření [3] udávají rychlost vzájemného pohybu desek cca 6 cm/rok. To je zdrojem značné a poměrně dosti prostorově koncentrované seismické aktivity (obr. 1). Stejně jako podél libovolného jiného deskového rozhraní, neprobíhá zde pohyb všude volně, v některých místech dochází k zaklesnutí. Kontakt bloků v místě zaklesnutí se po čase může roztrhnout, vzniká zemětřesení [4]. Převládajícím mechanismem porušení je smyk na zlomové ploše. Představíme-li si zaklesnutí trvající 100 let, může při zmíněné rychlosti desek dosáhnout následné smykové posunutí velikosti 6 m. K tomu může dojít na zlomové ploše o velikosti několika set čtverečních kilometrů, a to během velmi krátké doby, řádově několika minut. Toto velké a rychlé porušení zlomu generuje prostorové (podélné a příčné) seismické vlny, které se šíří celým zemským nitrem. Podél zemského povrchu se šíří interferenční povrchové vlny, jejichž hloubka průniku roste s periodou. Tabulka 1 uvádí příklad doby běhu seismických vln. Na zlomu a v jeho okolí je elastické posunutí nevratné. Dojde-li k nevratnému posunutí na mořském dně, a má-li výraznou vertikální složku, vzniká tsunami (z jap. *tsu* - přístav, *nami* - vlna). Rychlost tsunami je podstatně nižší než rychlost seismických vln.

Předpokládejme, že uvnitř Země je zlomová plocha S s normálovým vektorem \mathbf{v} . Z hypocentra se po zlomové ploše šíří trhlinka. Alternativně říkáme skluz, nebo dislokace. Trhlinku popíšeme jako nespojitost vektoru elastického posunutí \mathbf{u} na ploše S a označíme ji $[\mathbf{u}]$. Je funkcí polohy na zlomu a času, $[\mathbf{u}(\boldsymbol{\xi}, t)]$. Za chvíli ukážeme, jak tuto funkci určit ze seismických pozorování. Jedná se o tzv. kinematické modelování. Kontinuum vně zlomu se řídí Hookovým zákonem, tenzor elastických konstant v obecném anizotropním prostředí označme \mathbf{c} . Vektor napětí (čili trakci) považujeme při

přechodu přes zlom za spojitou. Nespojitosť posunutí na zlomu a vyvolané elastické posunutí pak spolu souvisejí následující rovnicí (viz např. monografii [5])

$$u_i = \int_S c_{pqrs} [u_r] v_s * G_{ip,q} dS .$$

Indexy mají hodnoty 1, 2 a 3, používáme Einsteinovo sumační pravidlo a ip,q znamená derivaci složky ip podle prostorové souřadnice q . Hvězdička označuje časovou konvoluci a \mathbf{G} je Greenův tenzor, popisující impulsní odezvu prostředí na bodovou vtištěnou sílu. Pokud ještě zavedeme symetrický tenzor hustoty seismického momentu \mathbf{m} jako

$$m_{pq} = c_{pqrs} [u_r] v_s ,$$

je vyjádření elastického pole způsobeného zemětřesením již velmi jednoduché:

$$u_i = \int_S m_{pq} * G_{ip,q} dS .$$

Tento vztah představuje lineární superpozici účinků zdroje (tenzor $\mathbf{m}(t)$) a šíření (tenzor $\mathbf{G}(t)$). Povšimněme si, že ve vzorci vystupuje prostorová derivace \mathbf{G} , čili účinek trhliny je ekvivalentní účinku silových dvojic. Tenzor momentu představuje váhový faktor, určující uplatnění jednotlivých silových dvojic.

Greenův tenzor se hledá jako řešení tzv. elastodynamické rovnice. Je to rovnice pro vektor posunutí, vycházející ze zákona zachování hybnosti a Hookova zákona, která se za předpokladu malých deformací linearizuje. Předpětí, přesun hmoty ani gravitace se neuvažují. Zdrojem je impulsní bodová síla. Komplikace jsou dány hlavně tím, že Země představuje 3D nehomogenní anizotropní prostředí se skokovými změnami parametrů. Pokud ještě uvážíme nedokonalou elasticitu (útlum), vzniká problém už i se samotnou znalostí vhodného reologického vztahu. Pro výpočet se používá řada asymptotických nebo numerických metod [6, 7]. Získat Greenův tenzor potřebný ve výše uvedených vzorcích tedy není vůbec jednoduché, ani za předpokladu, že parametry prostředí známe. Seismologie sice již dnes získává a používá jisté 3D tomografické modely stavby Země různé rozlišovací úrovně, ale při výzkumu parametrů zemětřesení se obvykle používají jednodušší (zato méně problematické) sféricky symetrické modely. Obecně lze říci, že spolehlivě umíme fyzikálně popsat jen dlouhovlnný obraz hlubinné stavby zemského nitra. Proto se při použití syntetických Greenových funkcí snažíme, zejména v prvních minutách těsně po zemětřesení, využít pro jednoduchost především dlouhoperiodickou část spektra seismických vln, t.j. frekvence $f < 0.1$ Hz, či dokonce < 0.01 Hz.

Omezíme-li se na nízké frekvence a zpočátku jen na velké vzdálenosti (epicentrální vzdálenosti větší než porušená část zlomu), jeví se zlom jako bod. Dostaneme tzv. bodovou aproximaci

$$u_i = \left(\int_S m_{pq} dS \right) * G_{ip,q} = M_{pq} * G_{ip,q} ,$$

čili $\mathbf{u} = \mathbf{M} * \mathbf{G}$, kde $\mathbf{M}(t)$ je tenzor seismického momentu. Tenzory \mathbf{M} a \mathbf{G} jsou zde brány pro nějaký referenční bod zlomové plochy, např. hypocentrum¹. Časová závislost $\mathbf{M}(t)$ je zpravidla složitá neklesající funkce. Krátce po zemětřesení se snažíme určit především její výslednou (statickou) hodnotu, \mathbf{M} , o jejímž velkém významu pojednáme o pár řádků níže. Pokud studujeme vlny o periodách delších než proces porušení v ohnisku, můžeme předpokládat, že časová závislost momentu je dána skokovou funkcí $H(t)$, čili $\mathbf{M}(t) = \mathbf{M} H(t)$ a stačí zjistit velikost skoku \mathbf{M} . K řešení této úlohy máme k dispozici nějaký model Země, pro nějž známe příslušný Greenův tenzor \mathbf{G} (viz výše). Data \mathbf{u} jsou tvořena digitálními trojsložkovými seismogramy, obvykle z několika (cca deseti) vybraných stanic světové sítě. Mají tvar rovnoměrně vzorkovaných časových řad, celkem několik tisíc vzorků.

¹ Hypocentrum je bod, z něhož začíná šíření trhliny po zlomové ploše. Lokalizuje se na základě měření času příchodu vln v síti stanic, s využitím nějakého modelu vnitřní stavby Země. V globální síti k tomu stačí zhruba 20 minut.

Hledanými parametry je 6 složek symetrického tenzoru \mathbf{M} . Chceme-li optimalizovat polohu referenčního bodu zlomové plochy z hlediska vystižení pozorovaných amplitud seismických vln, používáme tzv. centroid (jakési těžiště dislokačního pole, zpravidla poněkud jinde než hypocentrum, viz později v Tabulce 3). Poloha centroidu se tak ovšem stává dalším hledaným parametrem ohniska. Konkrétní metody se liší podle toho, jakou část seismogramu využíváme, což klade větší nebo menší nároky na kvalitu \mathbf{G} . Jde tedy o přeúčenou obrácenou úlohu, která se obvykle řeší metodou nejmenších čtverců s různými vedlejšími podmínkami. Požadujeme např. aby tenzor \mathbf{M} byl čistě deviatorický, čili aby objemové změny v ohnisku (reprezentované stopou \mathbf{M}) byly nulové, $M_{kk} = 0$. Kvalitu nalezeného řešení lze hodnotit např. pomocí korelačního koeficientu mezi seismogramy skutečnými a seismogramy teoretickými, spočtenými pro nalezené \mathbf{M} .

V čem je význam znalosti tenzoru momentu \mathbf{M} ? Jeho vlastní vektory udávají tzv. mechanismus ohniska, t.j. prostorovou orientaci zlomové plochy a posunutí na ní. (Úloha má jistou neodstranitelnou dvojnásobnost. Fakticky najdeme dvě vzájemně kolmé roviny a není triviální rozhodnout, která z nich je rovinou zlomu. S tím však nebudeme čtenáře nyní zatěžovat.) Vlastní čísla tenzoru \mathbf{M} jsou také důležitá. Poměr nejmenšího a největšího vlastního čísla informuje o blízkosti zemětřesení k čistému smyku, což je převládající mechanismus většiny tektonických zemětřesení. Čistě smykový mechanismus má jedno vlastní číslo nulové. Největší vlastní číslo, t.j. norma tenzoru \mathbf{M} , slouží jako míra velikosti zemětřesení. Pro čistý smyk se označuje jako skalární seismický moment M_o a je úměrný součinu střední hodnoty skluzu a plochy porušené části zlomu.

Lze také ukázat, že moment M_o je úměrný uvolněné seismické energii E . Tradičně používanou mírou velikosti zemětřesení je magnitudo², úměrné $\log E$. Chceme-li se držet této dobré tradice, ale chceme-li současně překonat obtíže klasických metod určování magnitudy, má smysl přejít od M_o k veličině úměrné $\log M_o$. Konkrétně $M_w = 2/3 \log M_o - 6$, (kde M_o je v Newton-metrech) je tzv. momentové magnitudo. Přibližně platí, že $\log E = 5 + 1.5 M_w$, kde E je v joulech. S výjimkou anomálně velkých zemětřesení je hodnota M_w stejná jako běžné magnitudo z povrchových vln M_s (viz poznámka pod čarou). Ovšem pro velmi silná zemětřesení je momentové magnitudo nezbytné, protože škála M_s se "saturuje" a neumožňuje již různě velká zemětřesení od sebe odlišit, všechna mají přibližně $M_s=8.5$. Je dobré poznamenat, že novinové zprávy o zemětřesení na Sumatře sice nesprávně hovořily o Richterově magnitudu, ale uváděly správnou hodnotu momentového magnitudy $M_w=9$.

Tabulka 2 ukazuje, že zemětřesení u Sumatry patří mezi pět největších zemětřesení světa z období 1900-2004. Vidíme také, že je největším zemětřesením za posledních 40 let.

Tabulka 3 shrnuje parametry pro zemětřesení na Sumatře určené dvěma světovými centry: seismologickým pracovištěm univerzity Harvard, rutinně publikujícím momentové tenzory a další parametry všech větších světových zemětřesení už od r. 1977 [8] a centrem US Geological Survey [9]. Je třeba poznamenat, že se v této tabulce jedná o revidované hodnoty. Těsně po zemětřesení určila tato centra magnitudo téměř o jednotku nižší (30x méně energie)! Vzhledem k anomální hodnotě zemětřesení selhaly totiž běžné postupy. Obvykle lze momentový tenzor nejrychleji odhadnout z prostorových vln, které jsou ve vzdálenostech menších než 10 tisíc km k dispozici zhruba do 20 minut (Tabulka 1) a hodí se k tomu periody několika desítek sekund. Ale ke splnění výše uvedených metodických předpokladů, konkrétně bodové aproximace a skokové momentové funkce, bylo v případě zemětřesení u Sumatry nutno, vzhledem k velikosti zlomové plochy, použít seismické vlny o periodě delší než 300 sekund, což je v praxi zcela neobvyklé. Prostorové vlny sice mohou mít i velmi dlouhé periody, ale spolehlivý odhad momentu poskytují teprve povrchové vlny, nesoucí maximum dlouhoperiodické energie. Potíž je v tom, že povrchové vlny se do vzdálenosti 10 tisíc km šíří zhruba 40 minut. Zjednodušeně řečeno, čím dříve odhadneme v globální síti parametry velmi velkého zemětřesení, tím to bude méně přesné, speciálně magnitudo bude patrně podceněno. Bližší stanice

² Původní Richterovo magnitudo (z prostorových vln o periodách několika sekund), nebo později zavedené magnitudo z povrchových vln M_s (o periodách okolo 20 sekund) se určuje měřením amplitud vybraných vln na seismogramech v různých vzdálenostech od zdroje, které se pomocí mezinárodně dohodnutých empirických vztahů převádějí na velikost amplitud v jisté referenční vzdálenosti.

(regionální sítě) mohou pomoci ke kvalitnímu rychlému odhadu, ale jsou s nimi zase jiné komplikace, přesahující hranice tohoto článku. Odsud je zřejmé, že v seismologii je nutno postupovat paralelně po dvou liniích, po linii co nejpřesnějších ale časově náročných výpočtů parametrů zemětřesení na straně jedné a po linii rychlých přibližných odhadů na straně druhé.

Z Tabulky 3 dále vidíme, že zlomová plocha měla azimut 329° , podobný azimutu podmořského příkopu, mapujícího horní okraj subdukující desky. Sklon zlomové plochy vůči povrchu Země vyšel pouhých 8° . Patrně to souvisí s velmi malou hloubkou zemětřesení. Subdukční zóna, sahající pod Sumatrou do hloubky okolo 150 km, má jako celek sklon větší. Směr skluzu (110°), t.j. úhel měřený v rovině zlomu mezi jeho azimutem a vektorem $[\mathbf{u}]$, je znázorněn modrou šipkou v obr.2. Vektor skluzu $[\mathbf{u}]$ vyjadřuje relativní pohyb při trhání kontaktu sousedních bloků, zde konkrétně „nadsunutí - podsunutí“ (modrá – žlutá šipka v obr.2). Dále z tabulky vidíme, že poměr nejmenšího a největšího vlastního čísla je $1/40$, takže pohyb na zlomu byl velmi blízký smykovému (srovnej [10]).

Jaké další veličiny můžeme určit krátce (desítky minut) po zemětřesení? Pokud bychom opustili zjednodušený předpoklad o tom, že $\mathbf{M}(t)$ je skoková funkce, a rozšířili bychom studovaný spektrální obor k vyšším frekvencím, mohli bychom z našich rovnic určit časový průběh $\mathbf{M}(t)$. Především by nás zajímala doba, potřebná k nárůstu $\mathbf{M}(t)$ z nuly na výslednou hodnotu \mathbf{M} . To je doba trvání zlomového procesu, T . Pokud bychom dále předpokládali, že se trhlina šířila nějakou konstantní rychlostí V , např. poněkud menší než je rychlost střížných seismických vln, měli bychom otevřenou cestu k odhadu charakteristického lineárního rozměru zlomu, např. jeho "délky", $L = V T$. Nezávislou informaci o délce zlomu by mohla za jistých okolností poskytnout i mapa dotřesů (obr. 2), ale problém je v tom, že řada dotřesů se mohla vyskytovat i mimo zlomovou plochu hlavního otřesu. Na tyto studie však není těsně po zemětřesení čas. Pro předběžný odhad velikosti zlomu se proto používají empirické vztahy, založené na detailních výzkumech minulých zemětřesení. Podle nich by hodnotě $M_w=9$ měla odpovídat porušená plocha zlomu řádu 10^5 km^2 a průměrný skluz 10 m. Odhad je velmi hrubý, neboť zmíněné empirické vztahy používáme pro toto extrémní magnitudo ve smyslu extrapolace.

Jsme tedy několik desítek minut po zemětřesení. Máme již k dispozici magnitudo, orientaci zlomové plochy a pohybu na ní (s výše zmíněnou dvojznačností), a ještě také hrubou aproximaci velikosti zlomové plochy a porušení na ní. Jak to lze využít? Za tohoto stavu je možno přistoupit k modelování tsunami. Tsunami nás pochopitelně zajímá v souvislosti se zemětřesením na Sumatře, nejen proto, že způsobilo mnohem větší škody než silné otřesy, ale také proto, že jeho modelování by mohlo být (a v Tichém oceánu již je) velmi účinným nástrojem ochrany. Stačí si uvědomit, že na pobřeží vzdáleném od zemětřesení několik tisíc kilometrů máme na prognózu a případné vyhlášení poplachu k dispozici několik hodin. Tsunami ale nyní na chvíli odložíme, budeme se mu věnovat až v poslední kapitole. Čtenář se musí nejprve dovědět, jak silně kontrastuje složitost procesu porušení zlomu se zjednodušeními, která musíme učinit při rychlém odhadu tsunami.

POPIS PORUŠENÍ ZLOMU

Dostáváme se k etapě, kdy v prvních hodinách a dnech po zemětřesení se již počítají první modely rozložení výsledného (statického) skluzu na zlomu, později i modely časoprostorového vývoje skluzu. Matematicky to znamená, že se od zjednodušené bodové aproximace zemětřesení vracíme k obecné reprezentaci s konečnou zlomovou plochou. V rovnici, kterou jsme již jednou uvedli,

$$u_i = \int_S c_{pqrs} [u_r] v_s * G_{ip,q} dS$$

nyní již díky předchozí lokalizaci zemětřesení a určení momentového tenzoru \mathbf{M} známe přibližnou polohu, azimut i sklon zlomové plochy S . Data \mathbf{u} jsou stále stejná (celé seismogramy nebo vybrané vlnové skupiny), ale na rozdíl od bodové aproximace je budeme nyní analyzovat do poněkud vyšších frekvencí, nesoucích detailnější informaci o velikosti zlomu a časovém průběhu porušení. Greenův tenzor G_{ip} musíme v této úloze znát pro mnoho dvojic bodů, tvořených stanicemi a jednotlivými

integračními elementy zlomové plochy. Aby to nebylo neúnosně výpočetně náročné, je nutno provádět interpolace, ale to není vůbec triviální. Hledanou neznámou je skluz $[u(\xi, t)]$ jako funkce polohy na zlomu a času, nebo (jednodušeji) alespoň výsledné rozložení skluzu na konci zlomového procesu $t=t_f$, čili $[u(\xi, t_f)]$.

Především se musíme rozhodnout pro vhodnou parametrizaci skluzu. Přímočarou, třebaže nikoli nutně optimální možností je pokrýt zlom rovnoměrnou obdélníkovou sítí, předpokládat, že skluz je obecně nenulový všude, a snažit se zjistit jeho časový průběh pro každý síťový bod. Jako u jiných obrácených úloh fyziky je značný problém v tom, jak rozumně vyvážit varianci hledaných parametrů a rozlišení, které je dané hustotou diskretizace zlomu. Také se nevyhneme vedlejším podmínkám, např. předpisu nějaké požadované hladkosti řešení. S vnitřní nejednoznačností úlohy se vyrovnáváme tak, že ji řešíme opakovaně s pozměněnými parametry (např. s různou předpokládanou polohou zlomové plochy) a snažíme se najít stabilní společné prvky řešení.

Všeobecně lze říci, že stabilní řešení většiny zemětřesení dávají nehomogenní pole $[u(\xi)]$. Na zlomu zpravidla dominuje několik málo míst, v nichž je skluz 2-3 krát vyšší než průměrná hodnota. Říkáme jim asperity (z lat. *aspera* - drsnosti). Proto někteří autoři raději vůbec nehledají skluz na zlomové ploše všude, nýbrž hledají přímo jen největší asperitu (příp. později ještě nějakou další, menší). Úloha je pak sice silně nelineární, ale výhodná tím, že má málo parametrů. Dá se zvládnout např. metodou simulovaného žihání nebo metodou nejbližších sousedů. Ještě další možnou variantou je hledat optimální polohu a čas hlavních asperit v bodové aproximaci. Posledně jmenovanou metodu úspěšně používáme při našich výzkumech řeckých zemětřesení [10, 11].

Vrátíme-li se k zemětřesení na Sumatře, byly během dvou týdnů po něm k dispozici nejméně čtyři různé modely skluzu. Značně se od sebe lišily jak polohou a délkou porušené části zlomu (450 až 1050 km), tak maximální velikostí skluzu (5 až 20m). Viz např. [12], kde je řešení dáno i v číselném tvaru, podle nějž jsme nakreslili obr. 3.

Nejvyšším stádiem studia zlomu, vyžadujícím týdny či měsíce práce, jsou taková řešení, v nichž detaily funkce $[u(\xi, t)]$ lze hledat slučováním různorodých dat s různými vahami. Kromě seismogramů lze zapojit do hry ještě informace o nevratném posunutí povrchu, zjištěná pomocí pozemních i družicových geodetických metod, ale také např. vysokofrekvenční data z blízkých seismických stanic, které registrovaly pomocí speciálních přístrojů i silné pohyby půdy.

ZEMĚTŘESENÍ A TSUNAMI

Výzkum tsunami je důležitou a rozsáhlou součástí seismologie i když některá tsunami mohou být způsobena jinými efekty než zemětřeseními, např. podmořskými vulkány nebo sesuvy. Výzkum vyžaduje ovšem nejenom data o seismickém ohnisku, ale také oceánografická data, zejména data o topografii mořského dna a tvaru pobřeží. Fyzikální popis je založen na klasické hydrodynamice. Je-li k dispozici odhad velikosti zlomu a posunutí na něm, můžeme provést (statický) výpočet nevratného posunutí v okolí zlomu, speciálně na dně moře nad ohniskovou oblastí. Dno, které považujeme za tuhé, se tedy pohne ("skokem") o vypočtenou hodnotu, a to představuje okrajovou podmínku pro buzení tsunami. Dále jde o popis vln běžících od zdroje ve vodě a na vodě. Hydrodynamika popisuje tyto vlny pomocí zákona zachování hmoty (rovnice kontinuity) a zákona zachování hybnosti (Eulerova hydrodynamická rovnice), viz např. [13]. Do podrobností nepůjdeme, protože toto je jediná část článku, v níž sami vůbec nepracujeme.

Odmyslíme-li si velmi složité problémy výpočtu tsunami při vstupu do ústí řek nebo při výstupu na pevninu, je možno mnoho vlastností simulovat poměrně jednoduše. Velmi běžně se používá tzv. dlouhovlnná aproximace, $\lambda \gg d$, kde d je (proměnná) hloubka moře. Méně vhodný název je "vlny na mělké vodě". Přidáme-li navíc předpoklad vln malých amplitud h , úloha se linearizuje a stačí řešit vlnovou rovnici pro h . V ní vystupuje frekvenčně nezávislá fázová rychlost, daná poměrně známým a jednoduchým výrazem $\sqrt{g d}$, kde g je tíhové zrychlení. Při hloubce moře 5 km dostaneme rychlost okolo 800 km/hod. (Pozor, jde o rychlost vlny, nikoli o rychlost přenosu hmoty !) Při periodě okolo 15

min. je pak vlnová délka 200 km. Amplituda na volném moři je řádově 1 m. Menší hloubka znamená menší rychlost, kratší vlnovou délku a větší amplitudu. Obecně jsou však vlny na vodě složitější. Podobně jako povrchové seismické vlny vykazují frekvenční závislost rychlosti, disperzi. Může v nich docházet dokonce i k závislosti fázové rychlosti na amplitudě, např. $C = \sqrt{g(d+gh)}$. Kompletní rovnice pro $\lambda \gg d$ obsahují advekční člen (přesun hmoty), jsou tedy nelineární. Kromě síly tíhové se uvažuje i síla Coriolisova a tření o dno. Vývoj pole rychlosti kapaliny v čase a ve dvou prostorových souřadnicích (zeměpisná šířka a délka) se řeší numericky, většinou metodou konečných diferencí. Po velkých zemětřeseních je nutno řešit celozemský model, neboť vlny mohou být pozorovatelné i u protinožců. Krátce po zemětřesení u Sumatry bylo již možno najít celou řadu různých numerických animací tsunami na Internetu, viz např. [14].

V tomto článku nás ale především zajímá, jak je předpověď šíření tsunami ovlivněna neurčitostí seismických parametrů. Velmi důležitý je mechanismus ohniska (viz výše diskuzi momentového tenzoru \mathbf{M}). Protože však tento parametr ohniska souvisí s velmi dlouhými seismickými vlnami, je jeho neurčitost naštěstí poměrně malá. Hlavní komplikace jsou v tom, že krátce po zemětřesení nemáme ještě k dispozici přesné údaje o poloze a velikosti porušené zlomové plochy, zejména u velmi velkých jevů. S tím souvisí velká neurčitost budícího pohybu dna. S touto značnou nejistotou lze sice snadno říci, že $M_w=9$ způsobí nějaké tsunami, a pro zájmové pobřeží (např. Indie) lze přibližně stanovit čas příchodu mořských vln, ale není vůbec jednoduché odhadnout velikost vln. Připočteme-li k tomu ještě fakt, že i samotné magnitudo bylo zpočátku výrazně podhodnoceno, mohlo by se snadno stát, že by varovný systém v Bengálském zálivu (pokud by existoval) ohrožení tsunami vůbec nevyhlásil. Tuto skutečnost uvádíme proto, abychom oslabili zjednodušený novinářský pohled.

Na závěr tohoto odstavce je vhodné uvést ještě jednu zajímavost. V seismologii se řeší často i opačná úloha: tsunami se využívají k odhadu parametrů zemětřesení. V této souvislosti se zavádí např. magnitudo M_t určené z velikosti tsunami. Týká se to hlavně (ale ne pouze) historických jevů, pro které byly již k dispozici záznamy kolísání vodní hladiny v mnoha přístavech, ale ještě neexistovaly kvalitní záznamy seismických vln (v prvních desetiletích 20. století a dříve). Pro zemětřesení u Sumatry bylo určeno $M_t=9.1$, což je srovnatelné s hodnotou momentového magnituda $M_w=9.0$ – jinými slovy zemětřesení generovalo tsunami odpovídající své velikosti.

ZÁVĚR

Seismologie disponuje měřeními, fyzikální teorií i matematickým aparátem, umožňujícími prozkoumat, co se při velkém zemětřesení děje na zlomové ploše, třebaže se nachází hluboko pod zemským povrchem. Podrobné studium vyžaduje týdny či měsíce práce. Paralelně s tím se zdokonalují metody rychlého (třebaže pouze přibližného) odhadu některých parametrů zemětřesení. Při silných podmořských zemětřesení je tak možno, za určitých okolností, modelovat tsunami a vyhlásit varování.

Tento článek jsme napsali hlavně proto, abychom přispěli k hlubšímu porozumění zemětřesení, ale také abychom ukázali, že touto zajímavou problematikou se mohou mladí zájemci začít zabývat i u nás. V této souvislosti jistě není bez zajímavosti, že česká pracoviště se podílejí nejen na teorii, ale též na měření v seismoaktivních oblastech. Zájemce o práci seismických stanic MFF UK v Řecku odkazujeme na [15]³. O detailním výzkumu západočeského území, kde se vyskytují sice slabá, zato velmi častá zemětřesení, pojednávají články pracovníků Geofyzikálního ústavu AV ČR [16].

³ Na internetové stránce [15] lze nalézt i seismogram zemětřesení u Sumatry, pořízený na seismické stanici PRAHA v budově MFF UK, Ke Karlovu 3, Praha 2. Stanice existuje již 80 let (založena 1924, zapojena do mezinárodní sítě 1927).

Poděkování:

Tato práce vznikla za podpory grantu GAČR 205/03/1047 a v rámci EC projektu EVG3-CT-2002-80006 (Pražské centrum matematické geofyziky, meteorologie a jejich aplikací, MAGMA). Za připomínky autoři děkují doc. C. Matyskovi z MFF UK a čtyřem anonymním recenzentům. Obrázky byly vytvořeny v systému Generic Mapping Tools [17].

Literatura:

- [1] H. Čížková, Čs. čas. fyz. **55**, v tomto čísle (2005).
- [2] J. Vaněk, V. Hanuš, A. Špičák, Čs. čas. fyz. **54**, 196 (2004).
- [3] J. Kouba, Čs. čas. fyz. **54**, 221 (2004).
- [4] J. Zahradník, J. Janský, Pokroky matematiky, fyziky a astronomie **40**, 173 (1995).
- [5] K. Aki, P. G. Richards: *Quantitative seismology*. W. H. Freeman, San Francisco 1980.
- [6] V. Červený, L. Klimeš, I. Pšenčík, Čs. čas. fyz. **54**, 179 (2004).
- [7] P. Moczo, J. Kristek, Čs. čas. fyz. **54**, 182 (2004).
- [8] Centroid-Moment Tensor Project, <http://www.seismology.harvard.edu/projects/CMT>
- [9] National Earthquake Information Center (NEIC), USGS, <http://neic.usgs.gov>.
- [10] J. Šílený, V. Vavryčuk, J. Zahradník, Čs. čas. fyz. **54**, 173 (2004).
- [11] J. Zahradník, A. Serpetsidaki, E. Sokos, G-A. Tselentis, Bull. Seism. Soc. Am., **95**, v tisku (2005).
- [12] C. Ji, Preliminary Rupture Model of Magnitude 9.0 Sumatra-Anadaman Islands earthquake, http://neic.usgs.gov/neis/bulletin/neic_slav_ff.html, případně <http://earthquake.usgs.gov/eqinthenews/2004/usslav>.
- [13] M. Brdička: *Mechanika kontinua*. NČSAV, Praha 1959.
- [14] K. Satake, Tsunamis in Indian Ocean from Sumatra Earthquake, <http://staff.aist.go.jp/kenji.satake/Sumatra-E.html>.
- [15] Domovská stránka katedry geofyziky MFF UK, <http://geo.mff.cuni.cz>.
- [16] J. Horálek, T. Fischer, J. Mrlina, A. Boušková, Čs. čas. fyz. **54**, 258 (2004).
- [17] P. Wessel, W. H. F. Smith, EOS Trans. AGU **72**, 441 (1991).

Typ vln	vzdálenost 2 tis. km	vzdálenost 4 tis. km	vzdálenost 8 tis. km
Prostorové podélné	4,2	7,0	11,5
Prostorové příčné	7,5	12,7	21,0
Povrchové	7,5	15,0	30,0
Tsunami	150	300	600

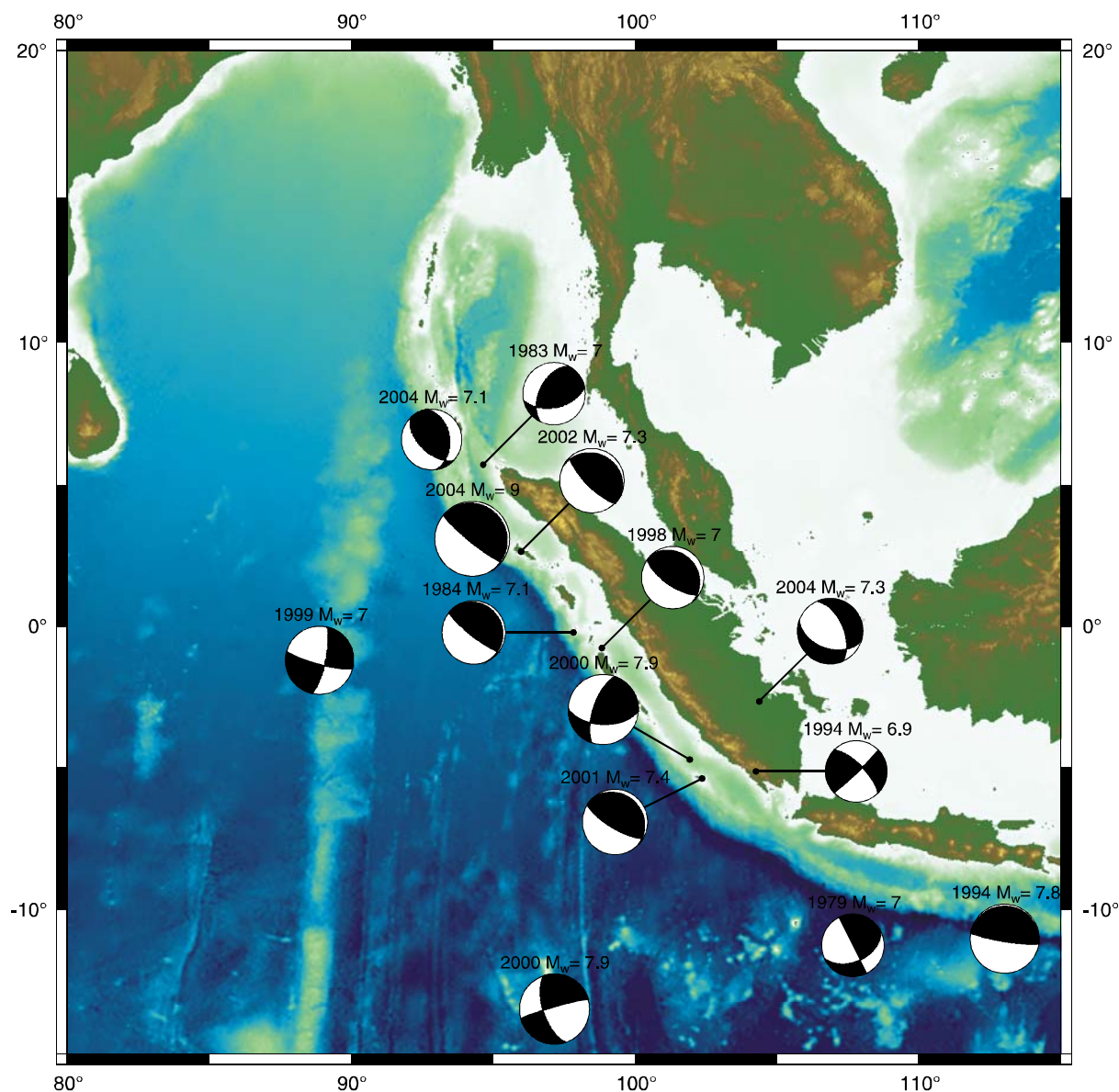
Tabulka 1/ Orientační hodnoty minimální doby běhu (v minutách) základních typů seismických vln do tří zvolených epicentrálních vzdáleností. V posledním řádku je pro srovnání uvedena přibližná doba běhu tsunami.

Místo	rok	magnitudo
Chile	1960	9,5
Aljaška	1964	9,2
Aljaška	1957	9,1
Kamčatka	1952	9,0
Sumatra	2004	9,0

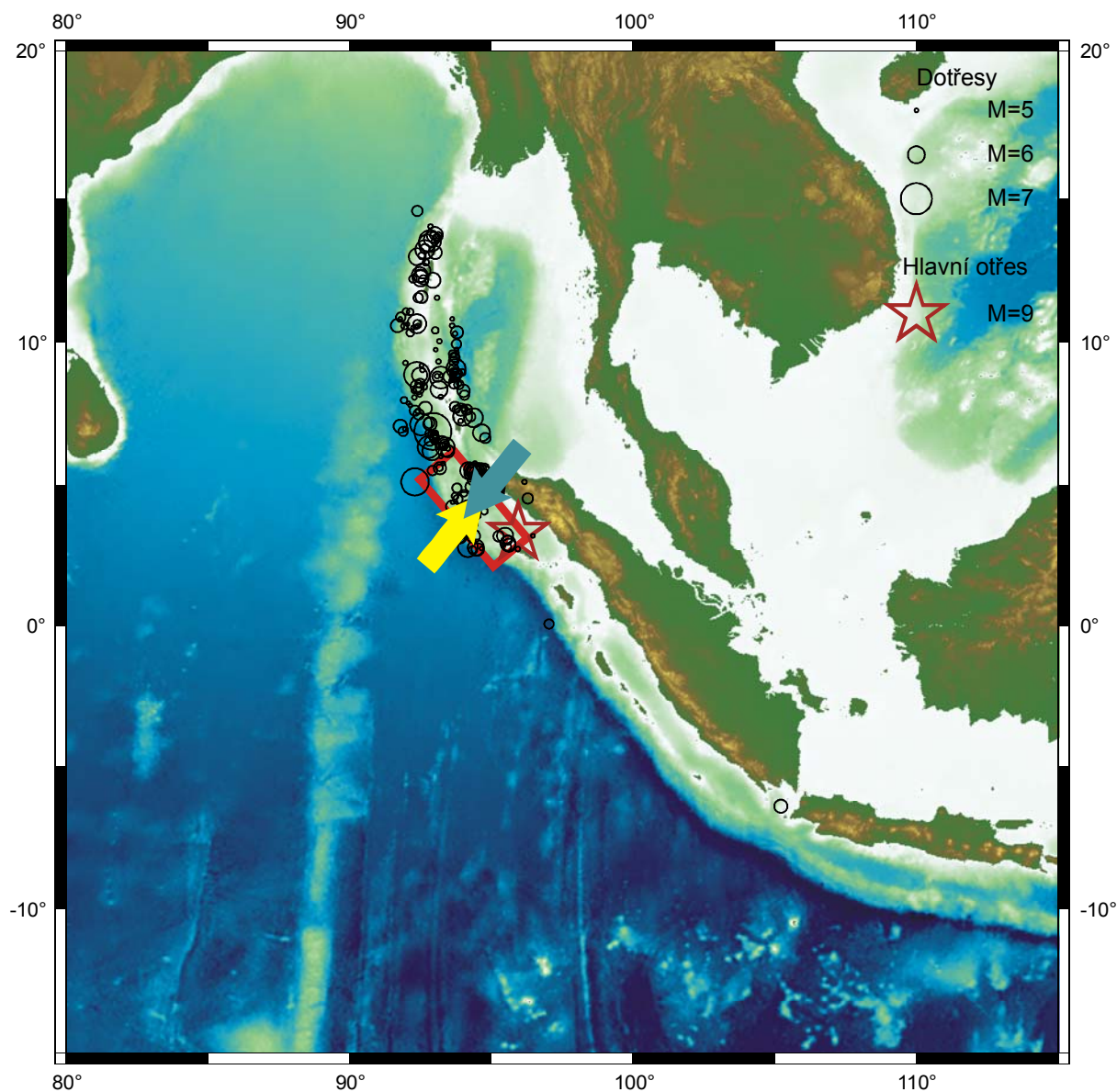
Tabulka 2/ Největší zemětřesení světa v období 1900-2004. Je uvedeno tzv. momentové magnitudo, (podle [9]), vysvětlené v textu.

Hypocentrální čas	00 hod 58 min 50 sec UTC
Hypocentrální zem. šířka	3,30° N
Hypocentrální zem. délka	95,78° E
Hypocentrální hloubka	cca 10 km (neupřesněna)
Centroidální čas	01 hod 01 min 09 sec UTC
Centroidální zem. šířka	3,09° N
Centroidální zem. délka	94,26° E
Centroidální hloubka	28,6 km
Azimut zlomu	329°
Sklon zlomu	8°
Směr skluzu	110°
Vlastní čísla	-0,1, -3,9, 4,0 x 10 ²² Nm
Skalární moment M_0	4,0 x 10 ²² Nm
Momentové magnitudo M_w	9,0

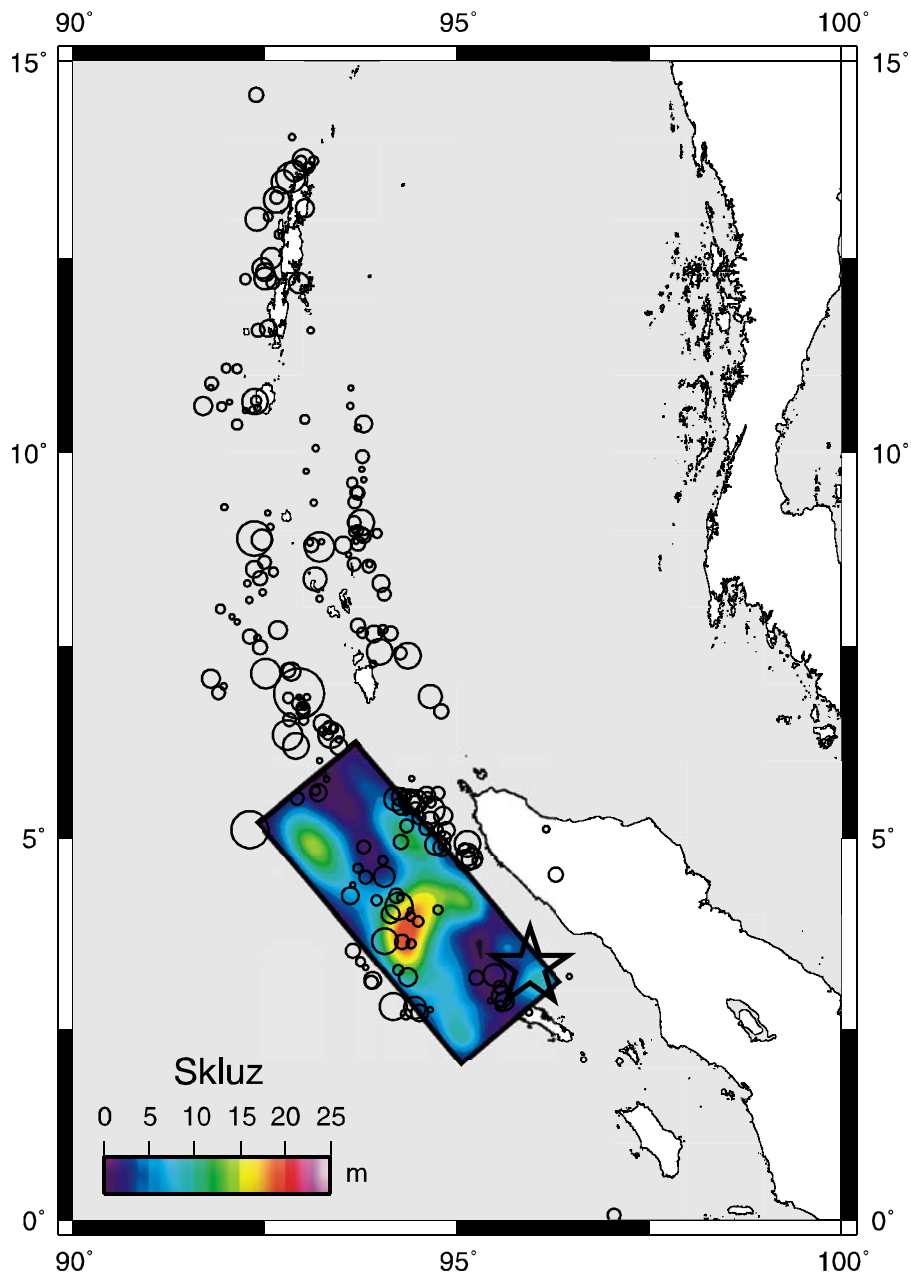
Tabulka 3/ Základní parametry silného zemětřesení z 26. 12. 2004 u Sumatry. Lokace hypocentra je podle [9], lokace centroidu a zbývající parametry podle [8]. UTC je zkratka pro světový čas. Značný rozdíl mezi hypocentrem (místo vzniku dislokace) a centroidem (těžiště dislokačního pole) souvisí s mimořádnou velikostí tohoto zemětřesení, viz též obr. 3.



1/ Velká zemětřesení poblíž Sumatry. Jsou uvedena všechna zemětřesení $M_w > 7$ pro zobrazenou oblast v období od 1.1.1977 do 31.12.2004 (harvardský katalog [8]). Jevy jsou vyznačeny pomocí "míčků", používaných v seismologii standardně k zobrazení mechanismus ohniska (viz např. [10]). Představují stereografickou projekci dvou vzájemně kolmých rovin, z nichž jedna je rovina zlomu a druhá je kolmá na vektor posunutí. Míčky jsou kresleny tak, že jejich středem je centroid (těžiště zlomové plochy), nebo jsou s centroidem spojeny úsečkou. Velikost míčku odpovídá magnitudu. Kromě hodnoty M_w je u každého jevu uveden i rok. Jev 2004 $M_w=9.0$ je hlavní otřes katastrofy v jihovýchodní Asii (26.12. v 0 hod. a 58 min. svět. času). Všimněme si také jevu 2004 $M_w=7.1$, největšího detekovaného dotřesu (26.12. v 04 hod. a 21 min. svět. času), který má poněkud jiný mechanismus ohniska.



2/ Hlavní otřes a dotřesová sekvence. Seismická aktivita od 26.12.2004 do 22.1.2005 pro stejnou oblast jako na obr. 1. (katalog USGS [9]). Červenou hvězdou je označen hlavní otřes (26.12.2004 $M_w=9.0$). Relativní pohyb na zlomu je znázorněn dvěma šipkami. Červeným obdélníkem je vyznačena projekce zlomové plochy hlavního otřesu na zemský povrch (předběžná studie [12]), v detailu zobrazena na obr. 3. Černými kroužky jsou označeny dotřesy (magnitudo > 5), přičemž poloměr je úměrný magnitudu. Sekvence měla největší aktivitu severozápadně od hlavního otřesu. Zdá se, že mnohé dotřesy ležely mimo zlomovou plochu hlavního otřesu, ale není vyloučeno, že další výzkum ukáže, že prezentovaný obrázek zachycuje jen část skutečné zlomové plochy.



3/ Detail obrázku 2. Kromě dotřesů (černé kroužky) je zobrazeno rozložení skluzu na zlomové ploše hlavního otřesu (podle předběžné studie [12]). Hvězdou je označeno epicentrum hlavního otřesu, t.j. povrchová projekce hypocentra, z něhož se začala trhlina šířit. Zobrazené výsledné pole trhlín se vytvořilo zhruba za 200 sekund. Všimněme si, že maximální hodnota skluzu dosahovala až výjimečné hodnoty 20 metrů a toto maximum je od hypocentra značně daleko, 150 km.