

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE

PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA

Ústav hydrogeologie, inženýrské geologie a užitá geofyziky

ZEMĚTŘESENÍ 26. 12. 2004, SUMATRA

Bakalářská práce

Hana Čermáková

Praha, červen 2006

UŽITÁ GEOFYZIKA
ZEMĚTŘESENÍ
SEISMOLOGIE
DESKOVÁ TEKTONIKA
PŘÍRODNÍ KATASTROFY

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

Souhlasím se zapůjčováním bakalářské práce v knihovně UK, PřF.

V Praze, 3. července 2006

Hana Čermáková

Čermáková

Chtěla bych touto cestou poděkovat svému vedoucímu bakalářské práce RNDr. Janu Vilhelmovi, CSc. za odborné vedení a laskavou podporu.

Abstrakt

Dynamika litosférických desek velmi úzce souvisí se zemětřesnou činností, která je v mnoha případech původcem velkých přírodních katastrof. Díky zemětřesení a dalším přírodním katastrofám často dochází k velkým ztrátám na životech, mnoho lidí přijde o svůj domov a veškerý majetek. K takové přírodní katastrofě došlo při zemětřesení z 26. 12. 2004 na západním pobřeží severní Sumatry v jihovýchodní Asii. Zemětřesení způsobilo obrovskou vlnu tsunami, která zaplavila severní část Sumatry, Thajsko, státy na pobřeží Bengálského zálivu a východní pobřeží Afriky.

Abychom mohli účinkům přírodních katastrof alespoň částečně předcházet, musíme znát tektonické příčiny a fyzikální mechanismy procesů vedoucích k takovým katastrofám. Ke studiu tektonických procesů významným způsobem přispívá seismologie.

Cílem této bakalářské práce je podat krátký přehled o vztahu deskové tektoniky a seismické aktivity, metodách studia zemětřesení a současných možnostech ochrany před následky zemětřesení, to vše na příkladu zemětřesení z 26. 12. 2004 poblíž Sumatry.

Abstract

Movements of lithospheric plates are related to an earthquake activity, which is in many cases the originator of big nature catastrophes. Due to earthquakes and other nature catastrophes many people die and lose their home and whole possession. This is also the case of the Northern Sumatra earthquake (south-east Asia) which occurred on the 26th December, 2004. This earthquake produced huge tsunami which inundated the northern coast of Sumatra, Thailand, countries on the coast of Bengal bay and the east coast of Africa.

To prevent the effects of nature catastrophes we must know the tectonic causes and the physical mechanism of processes leading to the nature catastrophes. The seismology plays very important role in studying the tectonic processes in the lithosphere.

The goal of this bachelor thesis is to give a short review of the relation between dynamics of tectonic plates and the seismic activity, the methods for studying earthquakes and the current possibilities of preventing earthquake effects on the civilization. These methods are demonstrated on example of Sumatra 26th December 2004 earthquake.

Obsah

Úvod.....	1
1. Zemětřesení a desková tektonika	1
1.1. Divergentní rozhraní.....	3
1.2. Konvergentní rozhraní.....	4
1.3. Transformní zlomy	4
1.4. Vznik zemětřesení na aktivních okrajích litosférických desek	5
2. Měření a klasifikace zemětřesení	6
2.1. Měření zemětřesení	6
2.2. Klasifikace zemětřesení.....	7
2.3. Následky zemětřesení.....	10
Vlna tsunami.....	10
3. Možnosti predikce a ochrany před zemětřeseními a jejich následky	12
3.1. Předpověď dotřesů	13
3.2. Tsunami v historii lidské civilizace.....	13
3.3. Tsunami a varovný systém.....	14
4. Zemětřesení na Sumatře 26.12. 2004	15
4.1. Zemětřesení v historii Sumatry	16
4.2. Popis zemětřesení z geologického hlediska	16
4.3. Následky a rozsah zemětřesení 26. 12. 2004.....	19
Závěr.....	21
Literatura.....	22

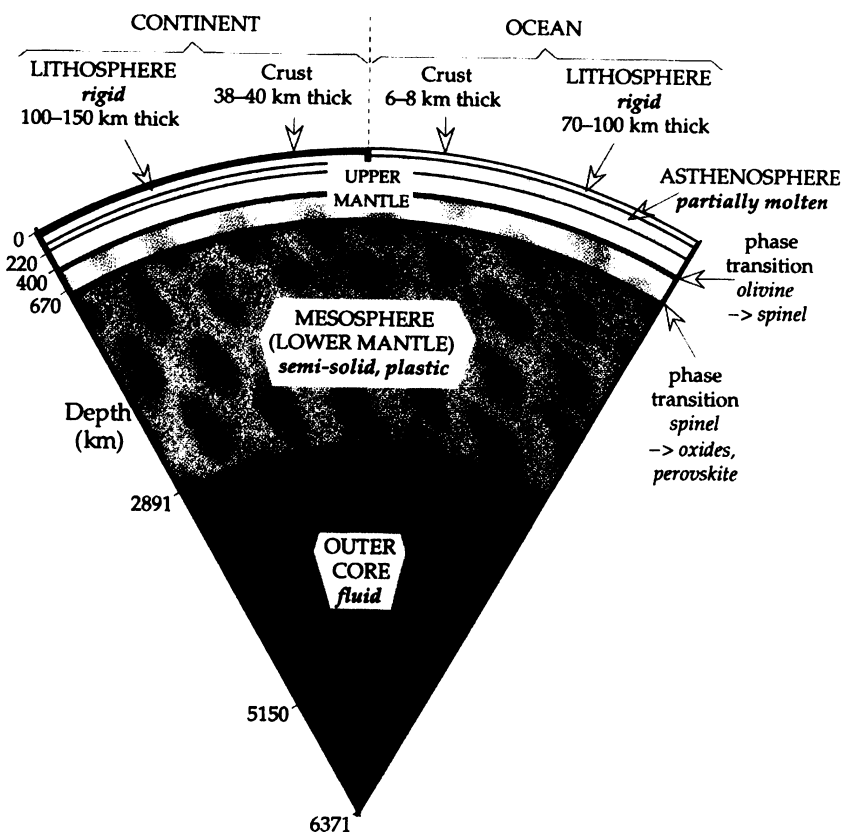
Úvod

Cílem bakalářské práce je seznámit se prostřednictvím studia dostupných materiálů se základy studia zemětřesení, jejich spojitostí s deskovou tektonikou a současnými možnostmi predikce a obrany před následky zemětřesení. Obecné poznatky budou demonstrovány na příkladu zemětřesení z 26. 12. 2004 u Sumatry.

V jihovýchodní Asii se 26. 12. 2004 odehrála jedna z největších přírodních katastrof na světě. V 7 hodin 58 minut místního času nastalo na západním pobřeží severní Sumatry obrovské zemětřesení s magnitudem větším než 9 RichtEROVY stupnice. Následovala vlna tsunami, která zasáhla pobřeží Sumatry, Thajska, Nicobarské a Andamanské ostrovy, celé pobřeží Bengálského zálivu, ostrov Srí Lanka, Maledivy a s několikahodinovým zpožděním také východní pobřeží Afriky a Madagaskaru. O život přišlo přibližně 230 000 lidí. Tato vlna se šířila rychlostí okolo 800 km/hod a dosahovala výšky až 24 m. Po hlavním otřesu dochází v celé oblasti na sever k dalším desítkám silnějších zemětřesení s magnitudem > 5.0 , především na Nicobarských a Andamanských ostrovech. Tyto dotřesy však již nevyvolávají ničivou vlnu tsunami [12].

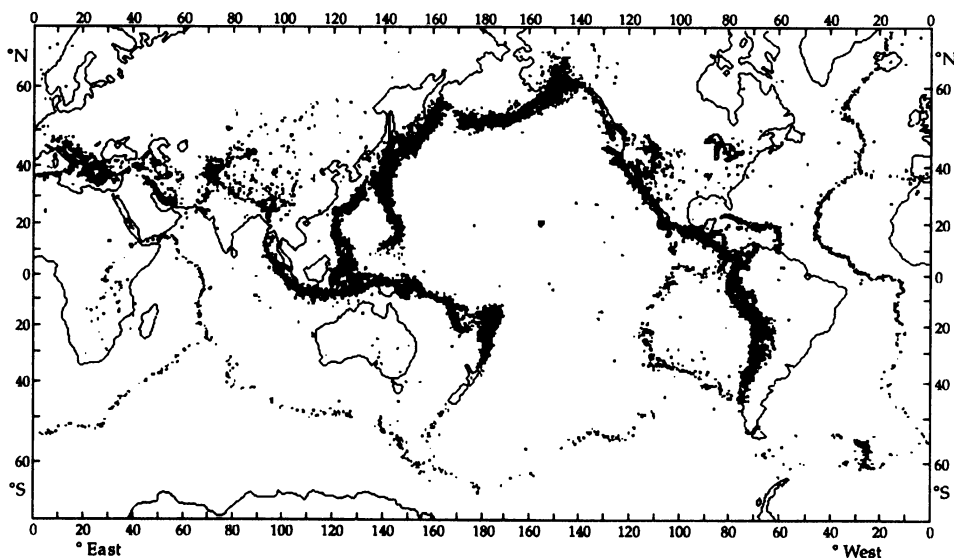
1. Zemětřesení a desková tektonika

Zemské těleso se skládá ze čtyř základních vrstev – kůry, pláště, vnějšího a vnitřního jádra (obr. 1). Každá vrstva má své specifické fyzikální vlastnosti, dané složením, teplotou a tlakem ve vrstvě. Hranice jsou určeny jako místa, kde dochází k prudké změně rychlosti seismických vln. Nejsvrchnější část pláště a kůra jsou rigidní a tvoří litosféru, která se rozpadá na litosférické desky. Její mocnost se pohybuje v rozmezí 70 až 100 km pod oceány a 100 až 150 km pod kontinenty. Pod litosférou leží astenosféra, vrstva o mocnosti přibližně 150 km, jejíž horní a dolní hranice není přesně definována. Jedná se o vrstvu, v níž se předpokládá snížená viskozita. Je částečně natavená a dochází v ní ke konvekčnímu proudění. Protože na ní leží pevné litosférické desky, umožňuje astenosféra vzájemný pohyb těchto desek. Díky tomu hraje astenosféra významnou roli v deskové tektonice.

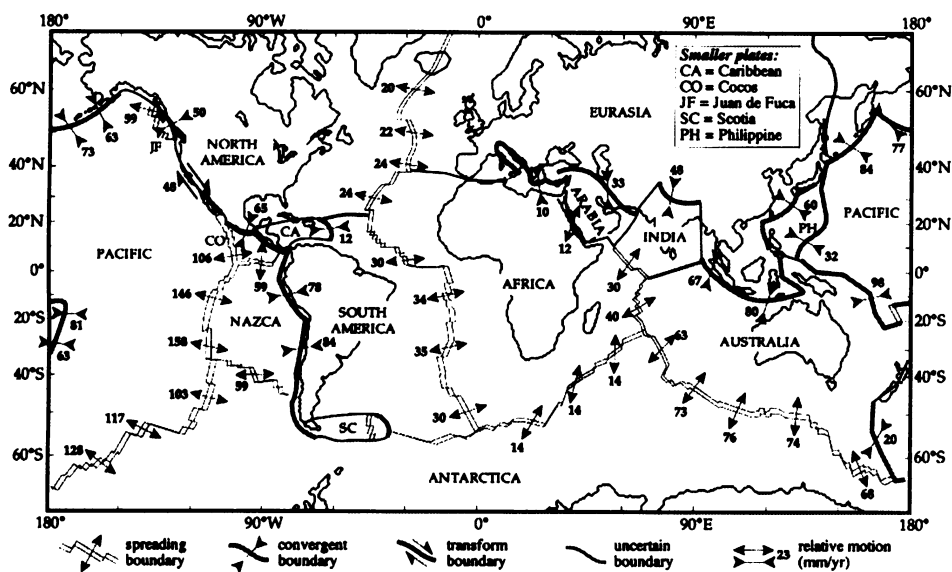


Obr. 1/ Zjednodušený model vnitřní stavby Země, znázorněny jsou hloubky nejvýznamnějších seismických diskontinuit. Převzato z [1].

V místech styku litosférických desek jsou pozorovány různé geodynamické děje, které souvisí s charakterem styku a například s rychlostí vzájemného pohybu desek. Jedním z pozorovaných projevů míst styku litosférických desek je i zvýšená seismická aktivita. Po vybudování celosvětové monitorovací sítě 60. letech 20. století se ukázalo, že k zemětřesením nedochází rovnoměrně po celém povrchu Země. Převážně vznikají v úzkých zónách, které jsou často spojeny s vulkanickou činností (obr. 2). Jedná se o a) cirkumpacifický pás „Ring of fire“, lemující Tichý oceán; patří sem např. Japonský či Aleutský příkop a západní pobřeží Severní a Jižní Ameriky; b) středomořsko-transasiatický pás, táhnoucí se od Azorského hřbetu přes severní Afriku, Alpy, Balkánský poloostrov a Himaláje až do jihovýchodní Asie; c) soustavu oceánských hřbetů. Seismické zóny rozčleňují litosféru na tektonické desky (obr. 3). Některé desky vykazují relativní pohyb o rychlosti 10 až 160 mm/rok. Na základě odlišných tektonických procesů se rozlišují tři typy okrajů litosférických desek – divergentní rozhraní, konvergentní rozhraní a transformní zlomy [1].



Obr. 2/ Geografické rozložení epicenter 30 000 silnějších zemětřesení z let 1961 až 1967 znázorňuje tektonicky aktivní oblasti na Zemi. Převzato z [1].

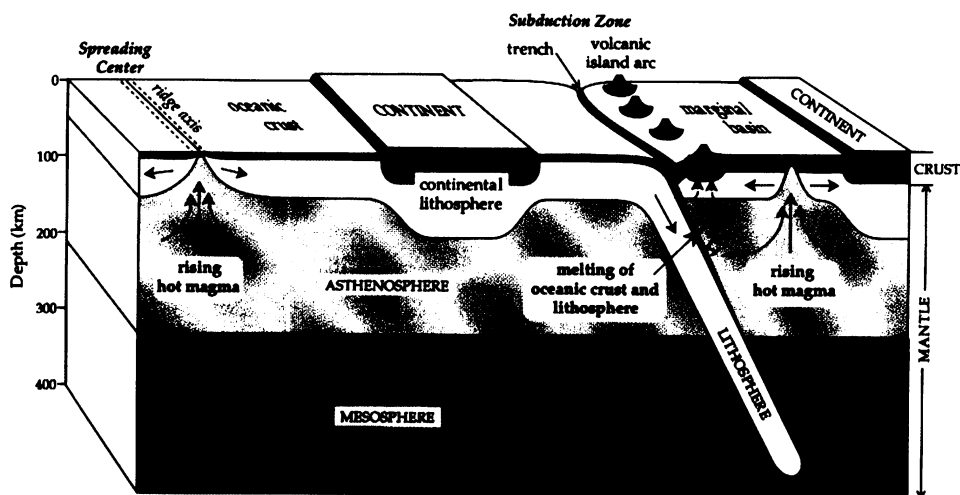


Obr. 3/ Hlavní a vedlejší litosférické desky. Mapa znázorňuje divergentní rozhraní, konvergentní rozhraní, transformní rozhraní, nejasná rozhraní a relativní pohyb desek (mm/rok). Čísla u šipek vyjadřují relativní rychlost pohybu desek v mm/rok. Převzato z [1].

1.1. Divergentní rozhraní

Na divergentním rozhraní (obr. 4) dochází k oddalování sousedních desek v důsledku rozpínání zemské kůry v místě rozhraní. Ačkoliv k tomu nedochází pouze na oceánském dně, nejčastěji je toto rozhraní spojováno se středooceánskými hřbety. Částečně natavené horniny

svrchního pláště stoupají z astenosféry k povrchu, kde díky poklesu tlaku pokračuje jejich tavení a vzniká magma. Bazalty, které vznikají na středooceánských hřbetech, se označují MORB (mid-ocean ridge basalt). Protože se zde vytváří nová litosféra, označuje se divergentní rozhraní též jako konstruktivní [1].



Obr. 4/ Vertikální řez litosférickou deskou od jejího divergentního rozhraní k subdukční zóně. Převzato z [1].

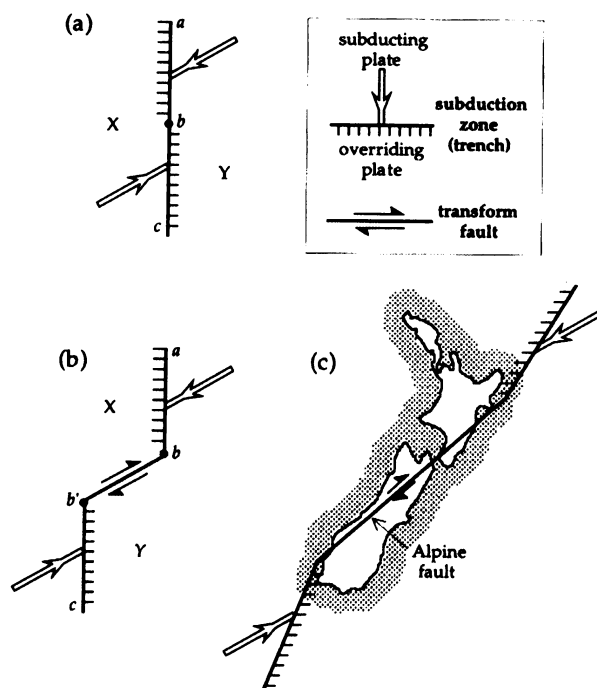
1.2. Konvergentní rozhraní

Na konvergentním rozhraní dochází k aktivnímu podsouvání jedné desky pod druhou a tím k její destrukci (obr. 4). Tento proces se nazývá subdukce a dochází k němu nejčastěji na styku kontinentální a oceánské kůry. Subdukující deska je vždy oceánská, protože má vyšší hustotu a je těžší než deska kontinentální. V určitých hloubkách se subdukující deska díky vysoké teplotě a tlaku začne tavit a vzniká tak magma andezitového charakteru, které stoupá k povrchu a vytváří ostrovní oblouky. Ty jsou vždy kopírované hlubokými oceánskými příkopy. Díky pronikání magmatu na povrch se za ostrovními oblouky vytváří oceánská pánev. Pokud k subdukci dochází v blízkosti kontinentu, vznikají okrajová moře (např. Japonské moře). Konvergentní rozhraní se označuje také jako destruktivní rozhraní [1].

1.3. Transformní zlomy

Na transformních zlomech se na rozdíl od předchozích dvou případů desky nevytváří ani neničí. Jedná se o vzájemný horizontální posun dvou sousedních desek. Na povrchu se tento pohyb projevuje v podobě zlomových zón. Toto rozhraní je také označováno jako konzervativní. Transformní zlomy mohou vznikat na konvergentních rozhraních (obr. 5), nejčastěji jsou však pozorovány na divergentních rozhraních, kde tvoří seismicky

nejaktivnější oblasti. Transformní zlomy bývají široké několik desítek kilometrů a jsou dlouhé až tisíce kilometrů [1].



Obr. 5/ (a) Rozhraní dvou protichůdných subdukčních zón. V úseku *ab* se deska Y zanořuje pod desku X a v úseku *bc* se deska X zanořuje pod desku Y. (b) Pokročilá část vývoje transformního zlomu. Úsek *bc* se posunul do pozice *b'c*. (c) Příklad transformního zlomu v subdukční zóně: Alpský zlom na Novém Zélandu. Převzato z [1].

1.4. Vznik zemětřesení na aktivních okrajích litosférických desek

Seismicita na divergentních rozhraních je energeticky asi o dva řády menší než na konvergentních rozhraních. Zemětřesení v oblasti středooceánských hřbetů vznikají buď na hřbetech a v jejich riftových údolích (ta existují pouze u hřbetů s pomalým rozšiřováním), nebo podél hřbetových transformních zlomů. Největší zemětřesení (s magnitudem okolo 7) se vyskytují jen na hřbetových transformních zlomech. Základní směr pohybu vzhledem k regionálním strukturám u zemětřesení na hřbetech je normální podélný posun. Časté jsou zde série zemětřesení bez významnějšího hlavního otřesu, trvající od několika hodin do několika dnů. Tyto série patrně svědčí o současné podmořské vulkanické činnosti [8].

V oblasti konvergentních rozhraní se seismická aktivita koncentruje v poměrně úzkém pásu kolem subdukujících litosférických desek. Ohniska zemětřesení sledují v některých případech rozhraní subdukujících desek až do hloubek kolem 650 km. Tyto seismicky aktivní

zóny, kde se uvolní více než 85 % seismické energie na Zemi, označujeme jako Wadati-Benioffovy zóny. Tyto zóny jsou vnitřními chladnými a elastickými částmi podsouvaných desek. Jejich mocnost se odhaduje přibližně na 10 až 30 km a většinou jsou mírně prohnuté. Do hloubky 200 až 300 km je geometrie subdukčních zón jednoduchá, větší nepravidelnosti se nacházejí až pod touto hloubkou [8].

V subdukčních zónách dochází k podsouvání jedné desky pod druhou. V některých místech však může dojít k jejich vzájemnému zaklesnutí. Zde se může hromadit energie po dobu v řádu stovek let. V okamžiku, kdy tlak působící v kontaktu desek převyšuje pevnost jejich spojení, dojde k rychlému vzájemnému posunutí desek. Tím se uvolní obrovské množství energie a vzniká zemětřesení. Častější zemětřesení v oblasti subdukce jsou mělká nebo s ohnisky ve středních hloubkách. Mělká zemětřesení bývají spjata s extenzí ve směru zaklesávající oceánské desky. Hlubší zemětřesení mají často kompresní charakter, což je vysvětlováno velkým odporem, který klade plášť při zasouvání oceánské desky do větších hloubek.

Transformní zlomy jsou seismicky aktivní zejména v oblasti středoocéánských hřbetů. Většinou jde o mělká zemětřesení s menší uvolněnou energií [8].

2. Měření a klasifikace zemětřesení

2.1. Měření zemětřesení

Následkem zemětřesení se od ohniska šíří seismické vlny. Tyto vlny lze měřit pomocí seismografů. Seismografy jsou přístroje, které zaznamenávají pohyby půdy neboli seismické signály vyvolané přirozenými a umělými seismickými zdroji (tektonická zemětřesení, sopečná činnost, podzemní jaderné výbuchy, odstřely v kamenolomech apod.). Podle kmitočtového pásma zachycených seismických signálů rozlišujeme čtyři základní třídy seismografů: krátkoperiodické (konvenční označení SP), širokopásmové (BB), dlouhoperiodické (LP) a velmi širokopásmové seismografy (VBB). Vývojem seismografů a zdokonalením seismických měřicích metod se zabývá seismometrie. Moderní seismograf se skládá ze seismometru s příslušnými elektronickými obvody a z analogového nebo digitálního záznamového zařízení.

Záznam seismografu se nazývá seismogram a zobrazuje časový průběh mechanických kmitů v určitém místě pozorování na povrchu Země. Analogový seismogram je záznam v podobě souvislé stopy, např. na papírovém pásu, digitální seismogram jsou číselné hodnoty

časových vzorků analogového signálu uložené na počítačově kompatibilním mediu, např. na magnetické pasce, pevném disku nebo CD [7].

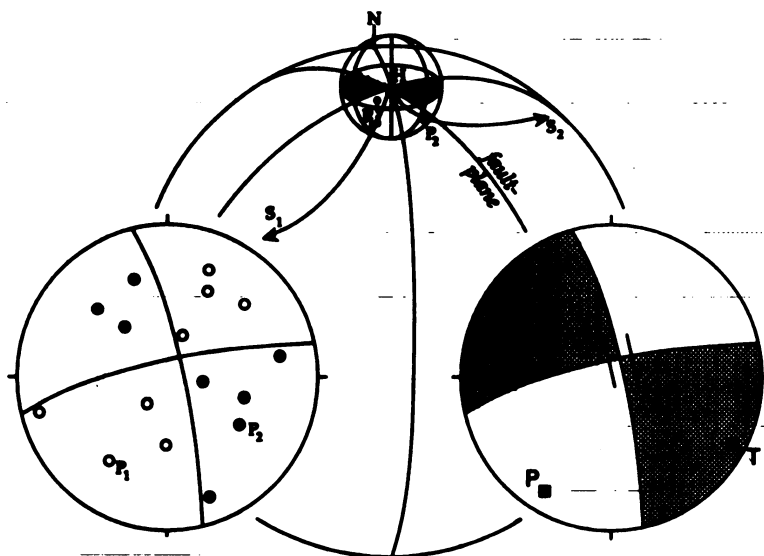
Moderní seismografy umožňují získat zvětšený, ale jinak nezkrácený průběh pohybů půdy v širokém frekvenčním oboru. Při zemětřesení vzdáleném několik tisíc kilometrů je to například v oboru 0.01-1 Hz. Vlny vyšších frekvencí jsou již silně oslabeny či potlačeny útlumem. Při blízkém zemětřesení je to řádově až do 100 Hz. Dobrý záznam zachycuje současně pohyb od jeho maximálních výchylek až do drobných detailů, např. 100 000krát menších než maximum [6].

Seismické signály jsou průběžně monitorovány seismickými stanicemi rozmístěnými na všech kontinentech světa včetně Antarktidy, podmořskými stanicemi na dně oceánů, lokálními a regionálními seismickými pozorovacími sítěmi a několika globálními sítěmi se stanicemi napojenými přes standardní komunikační prostředky či satelity na mezinárodní datová centra. Podle daného účelu (globální, regionální, lokální pozorování) jsou seismické stanice vybaveny nejrůznějšími typy seismografů, od krátkoperiodických až po ultradlouhoperiodické. Seismické pozorovací sítě jsou pro seismologii velmi důležité, protože umožňují lokalizovat ohniska a epicentra zemětřesení [7].

2.2. *Klasifikace zemětřesení*

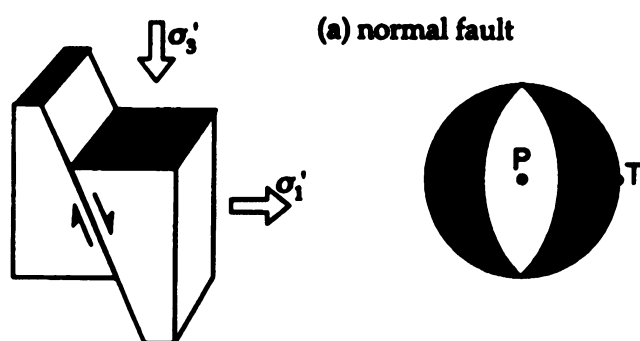
Zemětřesení se mohou dělit podle různých kritérií. Například podle hloubky ohniska se dělí zemětřesení na mělká (ohnisko do 70 km, 85 % zemětřesení), středněhluboká (ohnisko 70 – 300 km, 12 % zemětřesení) a hluboká (ohnisko hlouběji než 300 km, 3 % zemětřesení) [10].

Charakter zemětřesení závisí mimo jiné na typu zlomu, na kterém nastal pohyb způsobující zemětřesení. Analýza mechanismu ohniska se provádí pomocí stereografické projekce spodní ohniskové polokoule do vodorovné roviny, kde vyznačíme prázdná a plná kolečka (prázdná kolečka vyjadřují oblast dilatace, plná kolečka vyjadřují oblast komprese). V ní se pak snažíme nalézt dvě kolmé roviny, které by od sebe prázdná a plná kolečka oddělily. Takto získané dvě roviny odpovídají rovině zlomu a pomocné rovině (bez uvážení doplňujících údajů nelze rozlišit, která rovina odpovídá zlomu). Oblast komprese se obvykle vybarvuje, oblast dilatace se nechává prázdná. P a T osy jsou přímky, které pólí úhel mezi rovinou zlomu a pomocnou rovinou. Tyto osy vypovídají o poli napětí, které vedlo k zemětřesení (obr. 6).

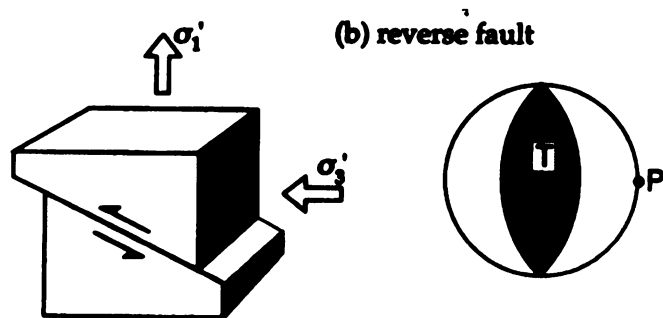


Obr. 6/ Princip zobrazení mechanismu ohniska. Pomocí stereografické projekce získáme oblasti komprese (plná kolečka) a dilatace (prázdná kolečka). P a T osy jsou přímky, které půlí úhel mezi rovinou zlomu a pomocnou rovinou, převzato z [10].

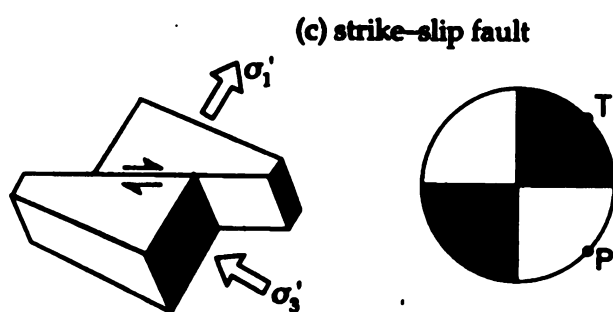
Můžeme rozlišit tři hlavní typy tektonických zlomů, které se mezi sebou liší orientací hlavních napětí vůči vodorovné rovině. Pokud blok nad zlomem klesá dolů, jedná se o pokles (normal fault, k pohybu dochází ve vertikálním směru) – viz obrázek 7. Pokud se blok nad zlomem pohybuje směrem nahoru, jde o přesmyk (reverse fault, k pohybu dochází také ve vertikálním směru) – viz obrázek 8. V případě, že zlom probíhá ve vertikální rovině, jedná se o horizontální posun (strike – slip fault, zlom s horizontálním pohybem) – viz obrázek 9.



Obr. 7/ Analýza mechanismu ohniska – pokles. σ_1' a σ_3' vyjadřují směry hlavních napětí. Odpovídající rovinné řešení mechanismu ohniska má uprostřed oblast dilatace a na krajích oblasti komprese (T – osa je horizontální, P – osa je vertikální), převzato z [10].



Obr. 8/ Analýza mechanismu ohniska – přesmyk. σ_1' a σ_3' vyjadřují směry hlavních napětí. Rovinné řešení mechanismu ohniska ukazuje centrální oblast komprese, na krajích oblasti dilatace (T – osa je vertikální, P – osa je horizontální), převzato z [10].



Obr. 9/ Analýza mechanismu ohniska – horizontální posun. σ_1' a σ_3' vyjadřují směry hlavních napětí. Rovinné řešení mechanismu ohniska ukazuje dva kvadranty s kompresí a dva s dilatací. Obě osy T a P leží ve vodorovné rovině, převzato z [10].

V každém místě zemského povrchu, v němž se projeví účinky nějakého zemětřesení, můžeme tyto účinky klasifikovat tzv. makroseismickou intenzitou (či krátce intenzitou), vyjádřenou ve stupních makroseismické stupnice. Makroseismických stupnic je celá řada, šíře se užívají zejména tři dvanáctistupňové, které jsou si navzájem velmi blízké. Modifikovaná Mercalliho stupnice (MM) byla deklarována v roce 1931 pro použití ve Spojených státech, hlavně pro účely konstrukce budov. V Evropě se používá zejména stupnice Medvěděv – Sponheuer – Kárník (MSK) z roku 1964. Tato stupnice je odvozena od MM a liší se jen detaily. V současnosti je doporučeno používat European Macroseismic scale (EMS), která byla předložena v roce 1992 a vychází ze stupnice MSK [10].

Pomocí makroseismických stupnic je možno ocenit nejen účinky zemětřesení v místě pozorování, ale i velikost zemětřesení. Pod velikostí zemětřesení rozumíme makroseismickou intenzitu v oblasti maximálních účinků zemětřesení (nazývá se též epicentrální intenzita zemětřesení). Je dobré říci, že maximálních účinků zemětřesení na zemském povrchu může být dosaženo i v jiných oblastech než nad místem, kde se zemětřesný proces začal rozvíjet.

Velikost zemětřesení se oceňuje většinou pomocí veličiny zvané magnitudo, která je odvozena z přístrojového měření. Tato veličina byla navržena japonským seismologem K. Wadatim a poprvé použita americkým seismologem C. F. Richterm [9]. K vyjádření magnituda se používá Richterova škála o deseti stupních. Hranice této škály jsou však otevřené. Velmi malá zemětřesení mohou mít záporné magnitudo a je zde rozhodující také citlivost přístrojů, na druhém konci škály je jisté omezení dáno například nejvyšší možnou pevností hornin v kůře a plášti [10].

Velikost zemětřesení je na základě seismometrických dat možno odhadovat i pomocí jiných veličin. V současné době se často používá tzv. seismický moment. Zavedení seismického momentu vychází z jednoduché představy o momentech dvojic sil působících při tektonických zemětřeseních zlomového charakteru v ohnisku zemětřesení. Podél zlomové plochy o velikosti A dochází k průměrnému posunutí o délku D . Potom je seismický moment dán vztahem $M_0 = \mu AD$, kde μ je smykový modul v okolním prostředí. Seismický moment lze určit ze spektrálních charakteristik registrovaných seismických vln. Tím je možno tuto veličinu použít nejen pro odhad velikosti zemětřesení, ale i při výpočtu některých dalších parametrů zemětřesení (velikost zlomové plochy A , posun D) [9].

2.3. *Následky zemětřesení*

Efekty, které provázejí zemětřesení, jsou často katastrofické. Nejedná se jen o vlastní projevy samotného zemětřesení, ale o jeho přímé či nepřímé důsledky. Mezi tyto efekty patří například vyvolání sesuvů. Nebezpečí jejich vzniku hrozí hlavně v horských oblastech a může k nim dojít i daleko od vlastní oblasti ohniska zemětřesení. Zemětřesení, která mají ohniska pod oceánským dnem, mohou vyvolat seismickou vlnu na moři – vlnu tsunami.

Kromě přírodních efektů doprovázejících zemětřesení existují i projevy vázané na člověkem vybudované objekty, které jsou citlivé vůči zemětřesným vlnám. Přímým důsledkem zemětřesení je např. poškození staveb deformací. Vznikají však i následné efekty, jako např. požáry v důsledku popraskání plynovodů, chemické a radioaktivní zamoření při poškození chemických továren a jaderných zařízení a podobně [10].

Vlna tsunami

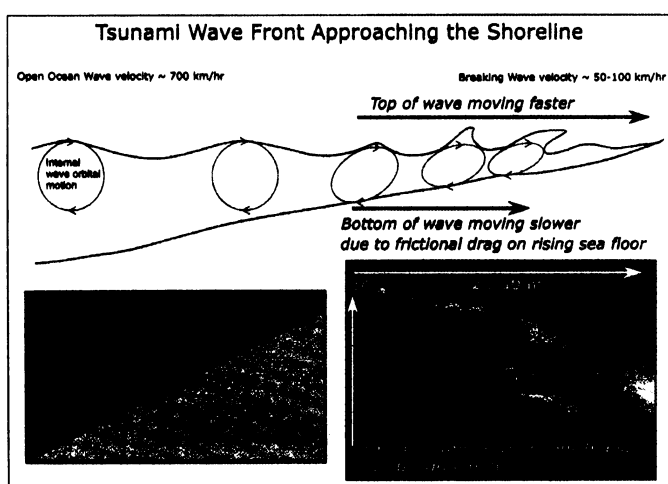
Vlna tsunami je obrovská oceánská vlna, nebo série vln, způsobená vertikálním pohybem oceánského dna. Tento pohyb může být vyvolán podmořským zemětřesením nebo vulkanickou erupcí. Když nastane zemětřesení pod oceánským dnem, při pohybu desek se pohne také vodní masa nad zlomem. Obrovská vlna tsunami vzniká tím, jak se toto vychýlení

vyrovnává (obr. 10). Vlny tsunami mají neobvykle dlouhou vlnovou délku – několik stovek kilometrů (vlnová délka je vzdálenost mezi hřebeny dvou po sobě jdoucích vln). Také perioda je poměrně dlouhá – kolem jedné hodiny (perioda je doba, za kterou následující vlna dorazí na místo vlny předcházející).



Obr. 10/ Vznik vlny tsunami. Při vertikálním pohybu oceánského dna se pohne také sloupec vodní masy nad ním. Vyrovnáním tohoto pohybu vodní masy vzniká vlna tsunami, převzato z [5].

Když vlny tsunami vznikají na otevřeném oceáně, šíří se po hladině oceánu směrem k pobřeží. Na otevřeném moři je vlna tsunami vysoká jen několik desítek centimetrů a je proto prakticky nepostřehnutelná. Jakmile její přední část dorazí k mělkému kontinentálnímu šelfu, postupně klesá rychlost šíření díky tření o mořské dno. Protože třecí síly působí hlavně na spodní část vodní masy, horní část se začne pohybovat rychleji. Hřeben vlny tsunami se zvyšuje a vlna roste. Jakmile je přední část strmější než zadní, vlna se zlomí. Lámající se vlna tsunami bývá okolo 15 m vysoká a 20 až 30 m dlouhá (obr. 11) [2].



Obr. 11/ Vlna tsunami. Na otevřeném oceáně dosahuje výšky několika desítek centimetrů a šíří se rychlostí několika stovek kilometrů za hodinu. U pobřeží se její výška zvětšuje (na 10 až 20 m) a rychlost se zmenšuje (na 50 až 100 km/h) vlivem tření o stoupající mořské dno. Převzato z [2].

Výzkum vlny tsunami vyžaduje kromě dat o seismickém ohnisku také oceánografická data, zejména data o topografii mořského dna a tvaru pobřeží. Zda se vlna tsunami na pobřeží projeví (hladina vody se zvedne o desítky metrů) či neprojeví (hladina vody se zvedne jen o několik centimetrů) závisí na mnoha dílčích okolnostech. Vlna tsunami většinou prakticky zanikne v případě, že se oceánské dno u pobřeží zvedá velmi prudce, nebo pokud vlně tsunami stojí v cestě nějaká bariéra (například ostrov). Pokud však oceánské dno stoupá pozvolna a pobřeží je nízko nad mořskou hladinou, může mít vlna tsunami katastrofické následky.

3. Možnosti predikce a ochrany před zemětřeseními a jejich následky

Předvídaní přírodních katastrof a zvláště zemětřesení je velmi komplikované. Místa, kde je výskyt zemětřesení v budoucnu možný, jsou (až na výjimky) zpravidla známá. Informuje o nich výzkum historických zemětřesení, paleoseismologie, studium aktivních zlomů, i současná seismicita. Je jich však mnoho, zahrnují stovky velkoměst, a míra bezprostředního ohrožení těchto oblastí je různá. Je tedy potřeba upřesnit nejen místo, ale zejména čas výskytu velkého zemětřesení. To je však velice obtížné, ne-li nemožné. Je tomu tak proto, že dosud neexistuje vyčerpávající fyzikální model porušení zlomu v reálných tektonických podmínkách zemského nitra. Nelineární zlomový systém za jistých okolností poskytuje předzvěstné příznaky o tom, že se přibližuje velké zemětřesení (např. zvýšený výskyt slabších zemětřesení). Lze však dokázat, že zemětřesení nemusí mít předzvěstné příznaky žádné. Cesta k předpovědi zemětřesení vede přes numerické modelování zlomů, od jejich mikrostruktury a krátkodobých procesů, až po dlouhodobý život celých zlomových systémů [13].

Spolehlivá předpověď zemětřesení je v současné době téměř nemožná a doba, kdy tomu bude naopak, je ještě daleko před námi. Je však možné následkům katastrofy alespoň částečně předcházet, protože známe místa pravděpodobného výskytu zemětřesení. V těchto oblastech je dobré stavět speciální budovy, které vydrží i silnější zemětřesení. Obyvatelé i návštěvníci by měli být informováni, jak se mají v případě katastrofy chovat. Státy v těchto oblastech by měly být na nastalou situaci připraveny, měly by vytvořit nouzový plán pro případ zemětřesení. Další možností ochrany před následky katastrofy jsou varovné systémy, které by měly fungovat v každé kritické oblasti (např. Tsunami Warning System).

3.1. *Předpověď dotřesů*

Po velkém zemětřesení vznikají následné (menší) jevy, dotřesy, obecně jak na zlomové ploše hlavního otřesu, tak mimo ni. Tyto dotřesy lze předpovědět výpočtem statické změny napětového pole, ke které dojde v okolí zemětřesení v důsledku vzniku rozsáhlých trhlin na zlomové ploše. V okolí trhliny vzniknou oblasti zvýšeného a sníženého napětí. V seismologii přibývá důkazů o tom, že seismická aktivita následující po zemětřesení mimo zlomovou plochu hlavního otřesu se s větší pravděpodobností odehraje právě v oblastech zvýšeného napětí. Je tomu tak hlavně v případě, že v okolí existují další zlomy "připravené" k zemětřesení, tj. zlomy, nalézající se v nestabilním stavu blízkém porušení, kdy relativně malé zatížení (způsobené hlavním otřesem) funguje jako spoušťový mechanismus. Takto spuštěný jev může být dokonce silnější než jev spouštěcí. I když ale zůstaneme jen u dotřesů s magnitudem menším než spouštěcí jev, může být spuštěný jev ničivější, např. pokud má menší hloubku, nebo pokud se nachází blíže nějakého města [11].

3.2. *Tsunami v historii lidské civilizace*

V historii lidstva není vlna tsunami ničím neobvyklým. Nejvíce postiženými oblastmi vlnami tsunami jsou především oblasti v Tichém oceánu – Havajské ostrovy, ostrovy v Polynésii, Filipíny, Indonésie, Japonsko, Aleuty, ale také pobřeží Severní a Jižní Ameriky, jihovýchodní Asie a Austrálie.

Například v roce 1883 při výbuchu sopky Krakatau v sundské úžině mezi Jávou a Sumatrou při následné vlně tsunami zahynulo 36 000 lidí a síla vlny vynesla na pláže až 6 m vysoké a 600 t těžké korálové útesy. Při této explozi byl ostrov Krakatau zcela zničen a přestal existovat. Vlna tsunami se šířila rychlostí až 1125 km/h, na pobřeží vyrostla do výšky okolo 40 m a zaplavila nejméně 100 vesnic na obou stranách sundské úžiny [2].

V roce 1946 na Havaji bylo zaznamenáno zemětřesení s magnitudem 7.3, při kterém vznikla vlna tsunami vysoká 16 m. O 45 minut později dosáhla pobřeží Aleutských ostrovů ve výšce 12 m. Později v roce 1957 zemětřesení s magnitudem 8.3 z oblasti Aleutských ostrovů způsobilo vlnu tsunami na havajském ostrově Oahu vlny o výšce 16 m.

Jedno z doposud nejsilnějších zemětřesení (magnitudo 9.5) mělo epicentrum u pobřeží Chile v roce 1960. Vlna tsunami zasáhla se zpožděním 13 hodin také Havajské ostrovy a za 24 hodin dokonce i pobřeží Japonska.

Další silné zemětřesení nastalo u pobřeží Aljašky v roce 1964 s magnitudem 9.2 a mělo za následek obrovskou vlnu tsunami, která se šířila po celém pobřeží Kanady a USA až ke Kalifornii.

Nebezpečí vzniku vlny tsunami je časté v oblasti japonských ostrovů. V roce 1896 zde přišlo o život při vlně tsunami 27 000 lidí a v roce 1933 3 000 lidí na východním okraji ostrova Honšú, další vlny tsunami postihly Japonsko v letech 1992 až 1993 při zemětřeseních na pobřeží Nicaragui, indonéských ostrovech Flores a Babi a na ostrově Okushiri. Až 9 m vysoké vlny tsunami byly na ostrově Hokkaido při zemětřesení v roce 1994 u ostrova Shikotan (severní pobřeží ostrova Hokkaido) [5].

3.3. *Tsunami a varovný systém*

V současné době lze jen těžko předpovědět dobu, kdy a kde se Země zachvěje a vznikne zemětřesení. Když už k tomu dojde, určit přesnou polohu ohniska silného zemětřesení je však mnohem snazší. Jakmile se někde zemětřesení vyskytne, dá se také předpovědět, zda vznikne vlna tsunami i kam se bude šířit. Díky zkušenostem ze studia intenzity zemětřesení a měření výšek vln tsunami lze odhadnout jejich intenzitu a vymežit oblasti, které mohou být postiženy.

V okolí Tichého oceánu byl vybudován varovný systém, registrující zemětřesení a zároveň upozorňující na možnost vzniku vlny tsunami. Impulsem byla zkušenost s vlnou tsunami na Havajských ostrovech z roku 1946. Dnes v USA existují dvě centra, která varují před vlnou tsunami. Jedno z center pracuje na Havaji (Pacific Tsunami Warning Center – PTWC), druhé na Aljašce (Alaska Tsunami Warning Center – ATWC).

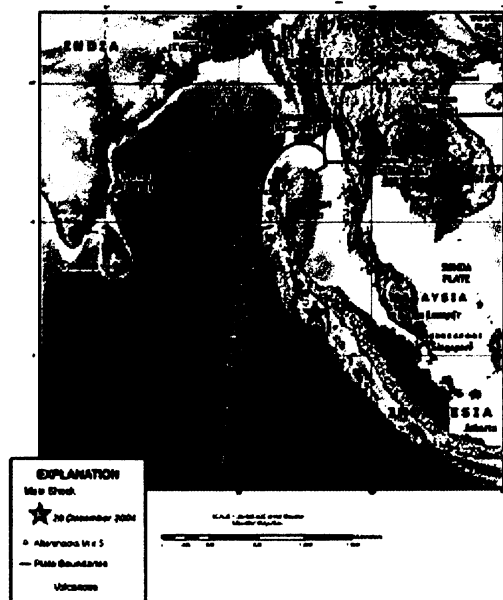
Varovný systém má dvě základní složky. První složkou je síť seismografů, které sledují každou zemětřesnou událost. Většinu zemětřesení je možné zaznamenat po celém světě. K určení polohy ohniska zemětřesení jsou potřeba údaje alespoň ze čtyř seismických stanic. Z přijatých dat lze určit intenzitu zemětřesení a stanovit jeho magnitudo. Pravděpodobnost vzniku vlny tsunami stoupá se zvyšujícím se magnitudem. Při zemětřesení o magnitudu do 6.5 vlna tsunami vzniknout může, ale ani nemusí. Naopak při hodnotě magnituda nad 8 na Richterově stupnici dojde k vlně tsunami téměř vždy.

Druhou složkou varovného systému jsou bóje rozmístěné v oceánu. Jsou 2.5 m vysoké a jsou připoutány lanem k těžkému závaží na dně oceánu. Lano může být dlouhé například i 5 až 6 km. Hmotnost závaží bývá 3 až 4 tuny. Na bóji jsou meteorologické přístroje a vysílač s anténou. Nedaleko kotvy bóje je na menší kotvě (o hmotnosti závaží 330 kg) manometr, přístroj k měření tlaku vodního sloupce. Tlak vodního sloupce se mění s přílivem a odlivem a

při přechodu sice nevysoké, ale dlouhotrvající vlny tsunami. Změnu tlaku ve vodním sloupci lze změřit. Tato změna tlaku odpovídá nejen výšce přílivu a odlivu, ale i výšce vlny tsunami. Je nutné zdůraznit, že zařízení neregistruje běžné vlnobítí na povrchu oceánu, protože při něm se tlak na dně oceánu nemění. Signál zařízení měřícího tlak ve vodním sloupci se mění ve zvukové vlny, které se vodou snadno a rychle šíří. Na bóji se zvukové vlny mění na elektrický signál. Ten se přenáší do vysílače a dál přes satelit do centra na pevnině [3].

4. Zemětřesení na Sumatře 26. 12. 2004

Sumatra leží v oblasti, která je geologicky i seismicky velmi aktivní. Nachází se zde styk několika tektonických desek: australská, indická, burmská, sundská a euroasijská. Desky se v této oblasti pohybují rychlostí okolo 6 cm/rok. Západně od Sumatry leží Sundský příkop, kde se stýkají tři desky: pod burmskou desku (na východě) subdukuje indická (na západě) a australská deska (na jihu) – viz obrázek 12. Tyto subdukovující desky klesají přibližně pod úhlem 10° směrem na severovýchod. Ve větších hloubkách se úhel subdukce zvětšuje. V důsledku těchto geologických a tektonických podmínek je tato oblast seismicky značně aktivní.



Obr. 12/ Epicentrum zemětřesení na Sumatře z 26. 12. 2004 (označeno hvězdičkou). Nachází v Sundském příkopu, kde se stýká burmská, indická a australská deska, převzato z [5].

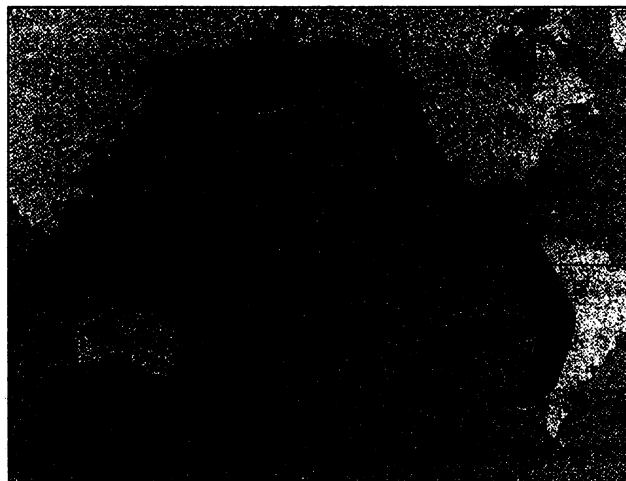
4.1. *Zemětřesení v historii Sumatry*

V roce 1797 došlo k velkému zemětřesení o magnitudu 8.4 v centrální části západní Sumatry blízko města Padang. Toto město bylo zaplaveno mohutnou vlnou tsunami, která si vyžádala přes 300 obětí. V roce 1833 postihlo zemětřesení o magnitudu 8.7 jižní pobřeží západní Sumatry, které bylo zaplaveno následnou vlnou tsunami. Další silné zemětřesení nastalo v roce 1843 západně od střední Sumatry. Obrovská vlna přišla z jihozápadního směru a zaplavila celé pobřeží ostrova Nias. Zemětřesení o magnitudu 8.5 postihlo celé západní pobřeží Sumatry v roce 1861. Výbuch sopky Krakatau způsobil ničivou vlnu tsunami v roce 1883. Další velké zemětřesení nastalo v roce 2000 a mělo magnitudu 7.9. Postihlo celou oblast od jižní Sumatry až po Andamanské ostrovy.

Zemětřesení v letech 1797, 1833 a 1861 nastala v subdukční zóně jižně od epicentra zemětřesení z roku 2004. K událostem z let 1797 a 1833 došlo zhruba ve stejném úseku této subdukční zóny [14].

4.2. *Popis zemětřesení z geologického hlediska*

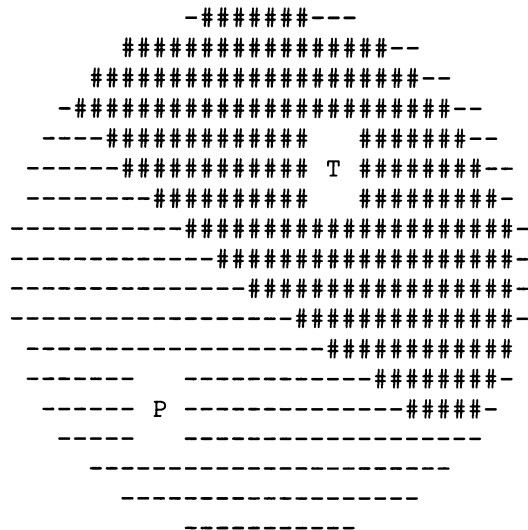
Epicentrum zemětřesení z 26. 12. 2004 leží přibližně 30 km hluboko v oceánské kůře v Sundském příkopu, který je součástí seismické zóny „Ring of fire“ (obr. 13) [2].



Obr. 13/ Ring of fire je zóna častých zemětřesení a vulkanických erupcí lemující prakticky celý Tichý oceán. Šipka ukazuje epicentrum zemětřesení na Sumatře z 26. 12. 2004, převzato z [2].

Jedná se o mělké zemětřesení. Z řešení ohniskového mechanismu (obr. 14) lze určit, že se jedná o přesmyk. Z prostorového rozmístění dotřesů (obr. 15) lze odhadnout délku zlomu na 1300 km a šířku zlomu (respektive zlomového pásma) na 200 km [4]. Maximální

vertikální pohyb při hlavním otřesu byl -2 až +5 m, maximální horizontální pohyb 11 m jihozápadním směrem [5].



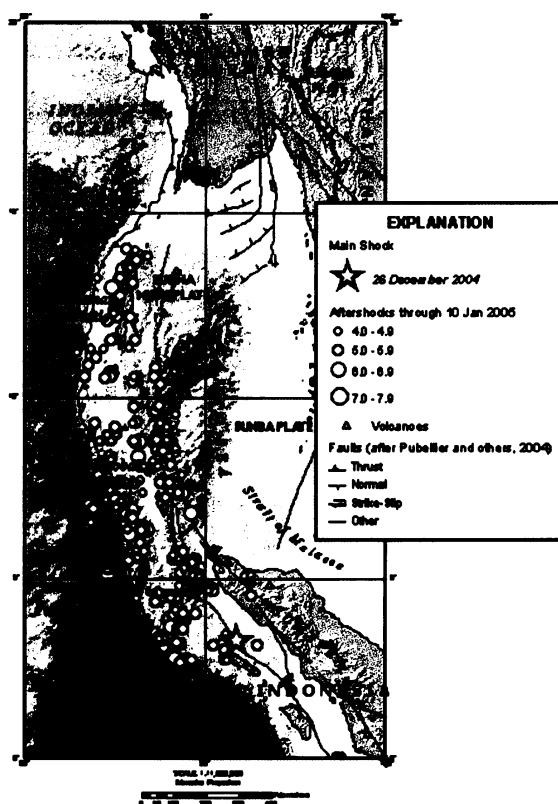
Obr. 14/ Řešení ohniskového mechanismu zemětřesení na Sumatře 26. 12. 2004. Na okrajích je oblast dilatace, uprostřed je oblast komprese, vyznačeny polohy os T a P. Převzato z [15].

Zemětřesení na Sumatře vytvořilo na otevřeném oceáně vlnu tsunami o výšce přibližně 60 cm. Šířila se rychlostí zhruba 500 až 1000 km/h. Na pobřeží se rychlost zmenšila na několik desítek km/h a vlna tsunami vyrostla do výšky až 24 m. Perioda vlny tsunami byla zhruba 30 min. Třetí vlna, která vznikla zhruba hodinu a půl po první vlně, byla nejsilnější a vyrostla do největší výšky. Menší vlny tsunami se vytvářely ještě po celý zbytek dne [12].

Proces, který způsobil zemětřesení, trval přibližně 210 s. Můžeme ho rozdělit do tří hlavních událostí, ke kterým došlo v zemské kůře v hloubce asi 5 až 20 km. V prvních 45 sekundách se začala šířit trhлина od hypocentra asi 200 km směrem na severozápad. Druhý velký zlom se vytvořil za dalších 35 s a šířil se asi 400 km rovněž severozápadním směrem. Za dalších 55 s vznikl třetí zlom, který se šířil přibližně 350 km směrem na jihovýchod. Výsledný zlomový proces má tedy bilaterální charakter a šířil se převážně směrem na severozápad [4].

Ve dnech následujících po nejsilnějším otřesu došlo k mnoha dotřesům, a to na Andamanských a Nikobarských ostrovech a v oblasti severní Sumatry (obr. 15). Nejsilnější dotřes o magnitudu 8.7 vznikl u ostrova Nias západně od Sumatry. V oblasti Sumatry také došlo k velkému zemětřesení 28. 3. 2005. Není jisté, zda se jedná o dotřes, nebo o zemětřesení

způsobené zemětřesením z prosince 2004. Na typický dotřes bylo příliš silné, k oběma zemětřesením však došlo na stejném zlomu. Další dotřesy o magnitudu do 6.6 vznikaly v této oblasti ještě další 3 až 4 měsíce.



Obr. 15/ Mapa dotřesů následujících po zemětřesení 26. 12. 2004, ke kterým došlo do 10. 1. 2005. Žlutou hvězdičkou je označeno epicentrum zemětřesení. Převzato z [16].

Pouhé tři dny před zemětřesením 26. 12. 2004 nastalo silné zemětřesení o magnitudu 8.1 v neobydlené oblasti ostrovů Auckland (Nový Zéland) a Macquaire. To je neobvyklé, protože k silným zemětřesením o magnitudu 8 a více většinou dochází jen jednou za rok. Je tedy možné, že tato dvě zemětřesení spolu souvisejí. K oběma došlo na opačných koncích Indo - Australské desky, takže první z nich mohlo vyvolat druhé. Tato souvislost však není ničím podložena.

Celková energie uvolněná zemětřesením na Sumatře je odhadována na 3.35×10^{18} J, což odpovídá 930×10^9 kWh nebo například energii, kterou spotřebují celé Spojené Státy za 11 dní. Uvolnění takového množství energie způsobilo nepatrnou změnu v rotaci Země. Podle teoretických modelů byla zkrácena délka dne o 2.68 μ s. Zemětřesení také způsobilo drobné rozkmitání zemské osy přibližně o 2.5 cm (mohlo to být až 5 cm) směrem k 145° východní délky. Avšak díky slapovým jevům (gravitační působení Slunce a Měsíce) roste délka dne

průměrně o 15 μ s za rok, takže jakékoliv změny v rotaci Země způsobené zemětřesením na Sumatře se rychle vyrovnají. Podobně bude i menší rozkmitání zemské osy rychle vyrovnáno [12].

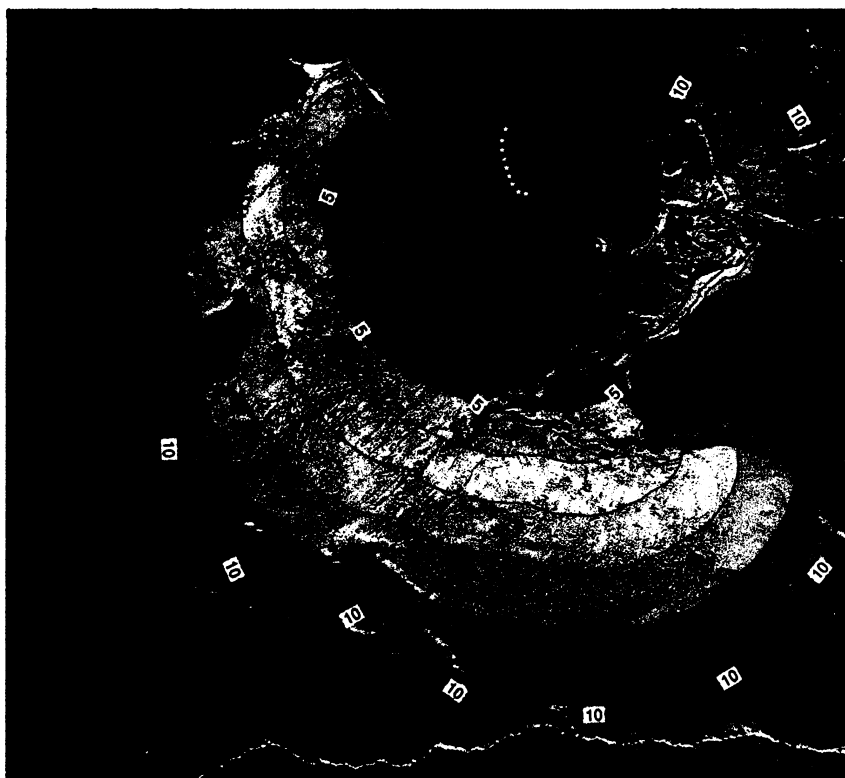
4.3. *Následky a rozsah zemětřesení 26. 12. 2004*

Škody způsobené přímo zemětřesením byly minimální, v podstatě žádné, protože epicentrum se nachází daleko od pobřeží. Obrovské škody vznikly až díky vlně tsunami, kterou zemětřesení vyvolalo. Asi 230 000 lidí přišlo o život, včetně turistů. Turistů bylo v zasažených oblastech velmi mnoho, protože se neštěstí stalo v období vánočních svátků a hodně lidí zde trávilo dovolenou. Například ze Švédska a z Německa zde přišlo o život asi 500 turistů. Přes 1.5 milionu lidí přišlo o domovy, mnoho měst bylo úplně zničeno. Vlna tsunami se v některých oblastech dostala i několik kilometrů do vnitrozemí.

Vlna tsunami za necelých 30 min od zemětřesení dorazila na pobřeží Sumatry (167 736 obětí). Zhruba hodinu po vzniku zemětřesení vlna dorazila k pobřeží Thajska (8 212 obětí). Asi po dvou hodinách vlna udeřila na Srí Lanku (35 322 obětí) a na východní pobřeží Indie (18 045 obětí). Pobřeží ostrovů Seychelles (3 obětí) a Somálska (289 obětí) dosáhla vlna tsunami přibližně po sedmi hodinách od vzniku zemětřesení. Vlna tsunami dorazila také do Antarktidy a na západní pobřeží Severní a Jižní Ameriky (obr. 16) [2,12].

Je zajímavé sledovat, jak lokální přírodní podmínky mohou účinky vlny tsunami zvýšit či naopak zmírnit. Například Bangladéš měla velmi málo obětí, přestože leží relativně blízko epicentra. Zlomová plocha zemětřesení je orientována skoro přesně severojižním směrem, takže největší síla vln tsunami působila ve směru východozápadním. Bangladéš leží na severním okraji Bengálského zálivu (tj. na sever od epicentra), proto zde škody nebyly tak vysoké.

Pokud leží mezi pobřežím a místem vzniku vlny tsunami pevnina, je obvykle toto pobřeží pevninou chráněno. Přesto se však někdy mohou vlny tsunami okolo takové pevniny ohýbat. To se stalo v případě indického státu Kerala. Vlna tsunami na něj udeřila, přestože tento stát leží na západním pobřeží Indie. Ze stejného důvodu bylo zaplaveno západní pobřeží Srí Lanky. Také vzdálenost nemusí zaručit bezpečí. Například Somálsko bylo zasaženo mnohem více než Bangladéš, i když leží mnohem dále od epicentra.



Obr. 16/ Mapa časových izoliní šíření vlny tsunami. Čísla udávají dobu, za kterou vlna tsunami dorazila do daného místa, a jsou vyjádřena v hodinách. Hvězdičkami je znázorněno epicentrum zemětřesení a následné dotřesy. Převzato z [17].

Vlna tsunami byla zaznamenána také ve městě Struisbaai v Jihoafrické republice, které leží 8 500 km od epicentra zemětřesení. Vlna zde byla asi 1.5 m vysoká a dorazila sem zhruba 16 hodin po zemětřesení, což je poměrně dlouhá doba. To je způsobeno pravděpodobně širokým kontinentálním šelfem u pobřeží Jižní Afriky. Vlna tsunami se šířila směrem od východu k západu a tento šelf ji zpomalil.

Část energie se také uvolnila do Tichého oceánu, kde způsobila malé, ale měřitelné vlny tsunami podél západního pobřeží Severní a Jižní Ameriky. Vlny dosahovaly výšky okolo 20 až 40 cm. Ve městě Manzanillo (Mexiko) byly vlny tsunami vysoké až 2.6 m. Je zajímavé, že vlny tsunami byly v některých částech Jižní Ameriky vyšší než v některých částech Indického oceánu. Je možné, že vlny byly v tomto případě ovlivněny středooceánským hřbetem [12].

Závěr

Bakalářská práce ukázala na příkladu zemětřesení z 26. 12. 2004 u Sumatry obecné poznatky o deskové tektonice a její souvislosti se zemětřeseními a o možnosti vzniku vlny tsunami. Byly zmíněny současné možnosti predikce zemětřesení a vlny tsunami a možnosti ochrany před následky takové přírodní katastrofy. Ukázány byly možnosti současné seismologie při poznávání dynamických procesů, které probíhají v litosféře.

Literatura

- [1] W. Lowrie (1997) *Fundamentals of geophysics*, Cambridge University Press, 354 str.
- [2] A. E. Berman (2005) Northern Sumatra earthquake: 40 years of ignoring plate tektonics, *First Break* 23, str. 77-82.
- [3] P. Jakeš, J. Kozák (2005) *Vlny hrůzy; zemětřesení, sopky a tsunami*, Nakladatelství Lidové noviny, 221 str.
- [4] J. F. Borges, B. Caldeira, M. Bezzeghoud (2005) Source Rupture Process of the Great Sumatra, Indonesia Earthquake (Mw=8.9) of 26 December 2004 *Preliminary Results* [online]. Dostupné z: <http://www.cge.uevora.pt/get_file.php?id=290>
- [5] Informační portál České geologické služby (2005) Silné zemětřesení v Indonésii [online]. Dostupné z: <http://nts2.cgu.cz/pls/portal30/docs/FOLDER/SVET_GEOLOGIE/ZEMETRESENI/SVET/2004/IND261204/SUMATRA261204.HTM>
- [6] J. Zahradník, J. Janský (1995) Zemětřesení – nepřítel i přítel, *Pokroky matematiky, fyziky a astronomie* 40 (4), str. 173-181.
- [7] Geofyzikální ústav AVČR (2005) Jak fungují seismografy [online]. Dostupné z: <http://www.ig.cas.cz/seismika/Seismograf/sm_text.php>
- [8] J. Cháb, P. Jakeš, Z. Kukul, Č. Tomek (1983) *Desková tektonika*, Československá akademie věd, 234 str.
- [9] V. Červený (1983) Fyzika zemětřesení, *Československý časopis pro fyziku* 33 (5), str. 433-445.
- [10] J. Vilhelm (2000) *Seismologie a vnitřní stavba Země* [online]. Praha: UK, Přírodovědecká fakulta, Dostupné z: <<http://www.natur.cuni.cz/uhigug/present/vilhelm/seismo/index.htm>>
- [11] J. Zahradník, J. Burjánek, F. Gallovič (2005) Fyzikální výzkum zemětřesení, *Československý časopis pro fyziku* 2/2005, str. 120-126.
- [12] Wikipedia, the free encyclopedia, 2004 Indian Ocean earthquake [online], poslední revize 27.6. 2006. Dostupné z: <http://en.wikipedia.org/wiki/2004_Sumatra_Earthquake>
- [13] J. Burjánek, F. Gallovič, J. Zahradník (2005) Seismologické předpovědi: skutečnost a sen, *Československý časopis pro fyziku* 2/2005, str. 127-134.

- [14] U. S. Geological Survey, Magnitude 9.0 OFF W COAST OF NORTHERN SUMATRA, Sunday, December 26, 2004 at 00:58:49 UTC [online]. Dostupné z:
<<http://earthquake.usgs.gov/eqcenter/eqinthenews/2004/usslav/faq.php>>
- [15] U. S. Geological Survey, Harvard Moment Tensor Solution [online]. Dostupné z:
<http://neic.usgs.gov/neis/eq_depot/2004/eq_041226/neic_slav_hrv.html>
- [16] U. S. Geological Survey, Magnitude 9.0 - OFF THE WEST COAST OF NORTHERN SUMATRA [online]. Dostupné z:
<<http://earthquake.usgs.gov/eqcenter/eqinthenews/2004/usslav/#summary>>
- [17] National Geophysical Data Center, Tsunami Travel Time Maps for the Atlantic, Indian and Pacific Oceans [online]. Dostupné z:
<http://www.ngdc.noaa.gov/seg/hazard/img/2004_1226.jpg>