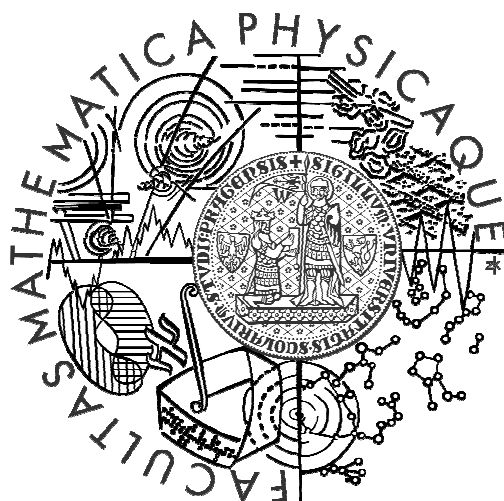


Univerzita Karlova v Praze
Matematicko-fyzikální fakulta

BAKALÁŘSKÁ PRÁCE



Magdaléna Čípová

Fyzika Země – elektronický učební text

Katedra geofyziky

Vedoucí práce: Mgr. Hana Čížková, Dr.

Studijní program: Fyzika, fyzika zaměřená na vzdělávání

2006

Na tomto místě bych chtěla poděkovat především vedoucí své práce Mgr. Haně Čížkové, Dr. za konzultace, poskytnutí materiálů, cenné rady a celkovou podporu a trpělivost během mé práce. Dále bych chtěla poděkovat Marii Běhouňkové za vytvoření mapek seismicity a seismických stanic a grafů PREM. V neposlední řadě děkuji své rodině, která mi umožnila se plně věnovat své práci.

Prohlašuji, že jsem svou bakalářskou práci napsala samostatně a výhradně s použitím citovaných pramenů. Souhlasím se zapůjčováním práce a jejím zveřejňováním.

V Praze dne

Obsah

Motivace.....	5
1 Úvod.....	6
2 Stavba Země.....	7
3 Desková tektonika.....	14
4 Zemětřesení a seismické vlny.....	19
5 Magnetické pole.....	25
6 Slovníček.....	30
7 Základní parametry.....	33
Literatura.....	34

Název práce: Fyzika Země – elektronický učební text
Autor: Magdaléna Čípová
Katedra: Katedra geofyziky
Vedoucí bakalářské práce: Mgr. Hana Čížková, Dr.
e-mail vedoucího: hk@karel.troja.mff.cuni.cz

Abstrakt: Předložená práce má nabídnout základní přehled o fyzikálních vlastnostech planety Země, především studentům středních škol. Shrnuje základní informace o stavbě Země, zemském magnetickém poli, deskové tektonice a zemětřesení. Výstupem práce je elektronická verze tohoto textu ve formátu html.

Klíčová slova: stavba Země, desková tektonika, zemětřesení, magnetické pole

Titule: Physics of the Earth – the Electronic Tutorial
Autor: Magdaléna Čípová
Department: Department of Geophysics
Supervisor: Mgr. Hana Čížková, Dr.
Supervisor's e-mail address: hk@karel.troja.mff.cuni.cz

Abstract: This thesis provides a brief introduction to the physics of the Earth for high school students. It summarizes basic information about Earth's structure, magnetic field, plate tectonics and earthquakes. An electronic (html format) version of the text is given on enclosed CD.

Keywords: structure of the Earth, plate tectonics, earthquake, magnetic field

Motivace

Cílem této bakalářské práce bylo vytvořit elektronický text, který by studentům přinášel základní přehled o fyzikálních vlastnostech Země a procesech, kterými během svého vývoje prochází. Témata jsou zpracována tak, aby srozumitelnou formou seznamovala s vybranými geofyzikálními jevy. Nepředpokládá se žádné předchozí vzdělání v daném oboru.

Při tvorbě textu jsem vycházela především ze skript [3]. Elektronická verze textu (ve formátu html) je na přiloženém CD.

Úvod

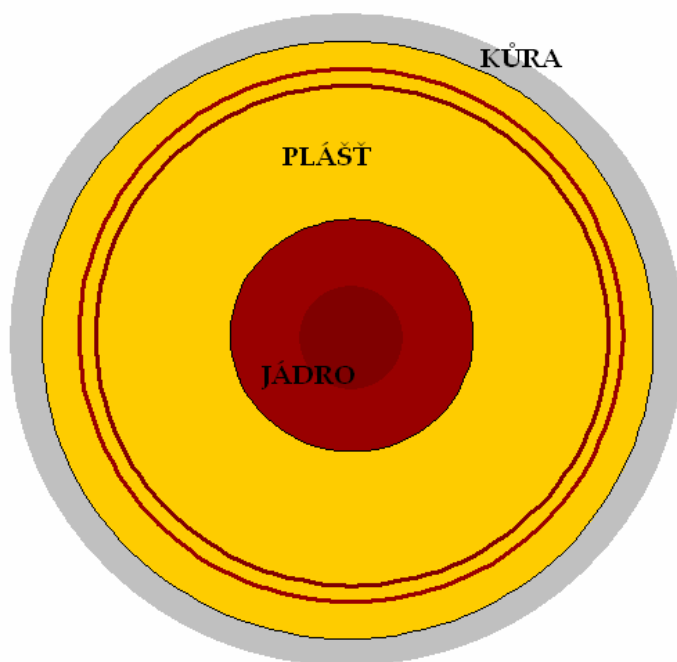
Lidé se od pradávna zajímali o to, jak vlastně vypadá Země, na které žijí. Po počátečních představách o tom, že celá Země je deska nesená na zádech slona, nebo plovoucí deska na vodě, byl ve středověku přijat názor, že Země je koule. Nejdříve byla středem vesmíru a kolem ní měly obíhat ostatní dosud známé planety a Slunce. Teprve později se ukázalo, že Země je pouze jednou z planet obíhajících kolem Slunce. A takových „Sluncí“, že je ve vesmíru nespočetně.

Ale ani tímto zjištěním touha po poznání Země neskočila. Objevily se další otázky: Jak vypadá Země uvnitř? Z čeho je složena? Jaký má přesný tvar? Je již „dotvořena“, nebo stále prochází nějakými změnami? A mnoho, mnoho dalších. Na některé z nich vědci v dnešní době odpovědět dokáží, s odpovědí na jiné si budeme muset počkat. Zkoumání zemského nitra totiž není tak snadné, jak by se mohlo na první pohled zdát. Mnohá měření nelze provádět přímo, ale pouze výpočtem z jiných měřitelných veličin se dozvídáme výsledky. Často se musí provádět pokusy v laboratořích, které simulují podmínky v nitru Země. Toto všechno není vůbec jednoduché a bohužel často ani přesné. A samozřejmě s odpověďmi na položené otázky vyvstávají nové problémy, které na své vyřešení teprve čekají.

Přesto mohou vědci podat celkem uspokojivý obraz Země s jejími fyzikálními a chemickými vlastnostmi a procesy a díky tomu pomáhat např. při předpovídání zemětřesení, sopečných výbuchů a vln tsunami, nebo při získávání nerostných surovin.

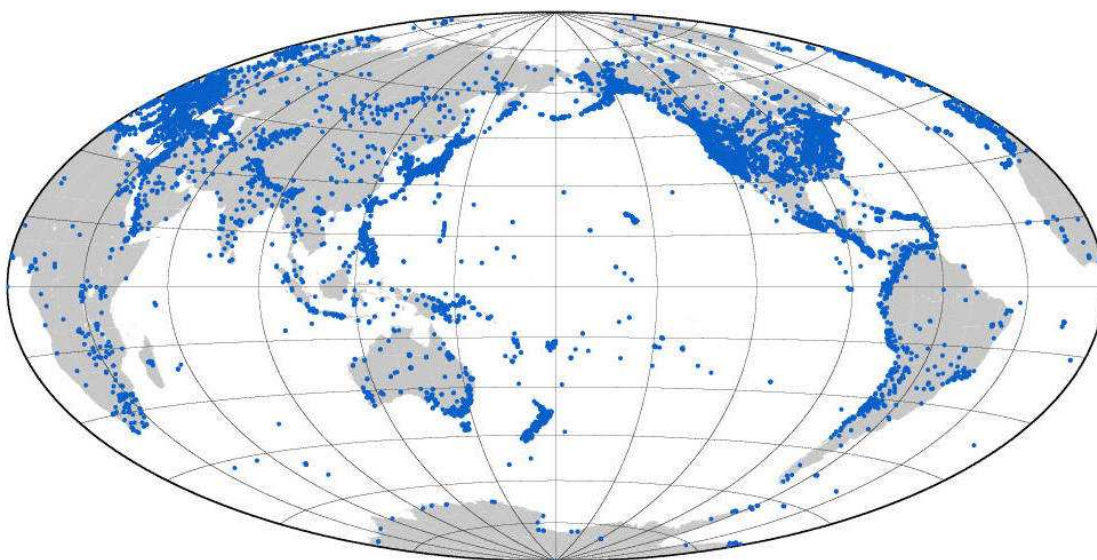
Stavba Země

Země se skládá ze tří hlavních vrstev – zemské kůry, pláště a jádra (obr. 1). Tyto vrstvy se liší chemickým složením; v rámci jednotlivých vrstev pak dále dochází k vnitřnímu členění na další části s odlišnými fyzikálními vlastnostmi.



Obr. 1: Řez Zemí – šedě je znázorněna kůra, žlutě plášť, jádro s jadérkem je červené, naznačena jsou fázová rozhraní v hloubkách 410 a 660 km.

Přímému pozorování je přístupná pouze svrchní kůra (prostřednictvím vrtů). V hlubších oblastech si musíme pomoci nepřímými metodami, např. výzkumem nového vulkanického materiálu a starších hlubinných hornin, které pocházejí ze spodnějších vrstev Země, či zkoumáním složení meteoritů (vycházíme z toho, že meteority mají stejné, nebo velmi příbuzné složení jako Země). Významné je zkoumání nitra Země pomocí seismických vln, jejichž rychlost se mění podle druhu a fyzikálních vlastností horniny, kterou procházejí. Na různých místech planety jsou rozmístěny seismické stanice (obr. 2), které zachycují informace o vlnách buzených zemětřeseními, velkými explozemi nebo vibrátory. Analýzou časů příchodů seismických vln je možné získat obraz struktury zemského nitra.



Obr. 2: Rozložení stálých seismických stanic po povrchu Země.

Nejsvrchnější vrstvou je **zemská kůra**. Tato oblast je vzhledem ke své relativní dostupnosti nejlépe prostudovanou vrstvou zemského nitra. Její látkové složení se studuje mimo jiné pomocí laboratorních výzkumů předpokládaných hornin za podmínek předpokládaných v jednotlivých částech kůry.

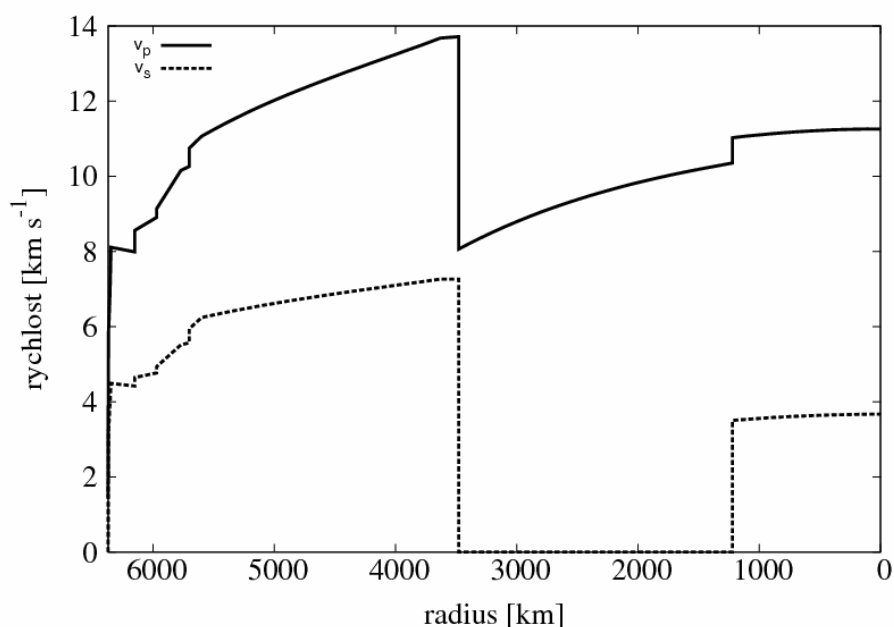
Hloubka kůry se místo od místa mění. V oblasti kontinentů sahá až do 40 km pod povrch, v oblasti oceánů je pouze 5-10 km silná (existují ale i velké extrémy, např. Pamír, kde je tloušťka kůry asi 70-80 km).

Kontinentální kůra je silně [laterálně](#) nehomogenní a má blokovou strukturu. Uvnitř bloků se mění rychlost šíření vln v závislosti na všech třech prostorových souřadnicích, ale pomaleji než při přechodu z jednoho bloku do druhého – tyto přechody jsou tzv. hlubinné zlomy (někdy patrné i na zemském povrchu). Oceánská kůra má jednodušší strukturu, zejména je mnohem homogennější v horizontálním směru. Její mocnost se zvětšuje se vzdáleností od hřbetu. V okolí oceánských hřbetů, kde kůra vzniká, a subdukčních zón, kde zaniká, je její stavba komplikovanější.

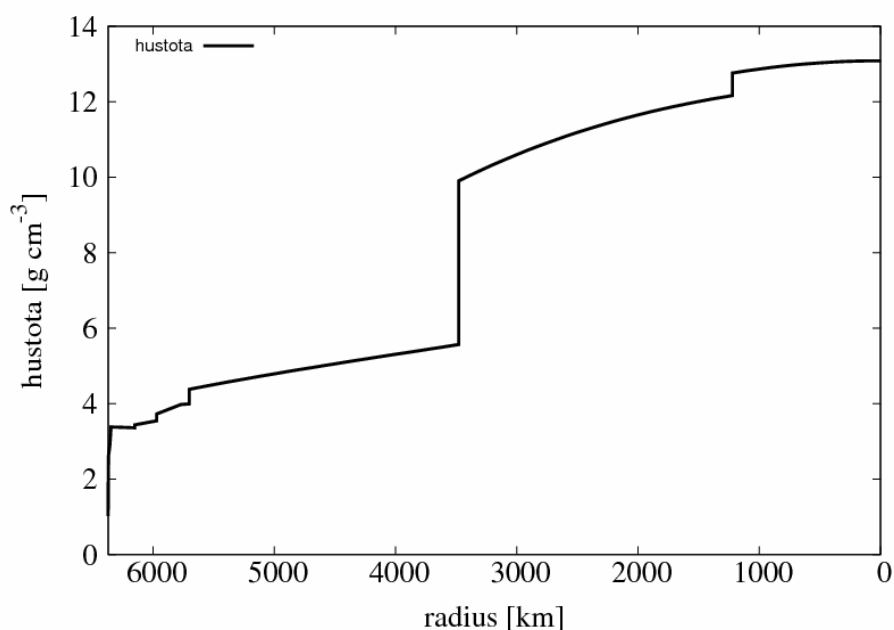
Kůru od pláště odděluje tzv. Mohorovičicovo rozhraní (MOHO). Je to hranice, při jejímž přechodu se skokem mění hustota a rychlost šíření podélných vln (ze 6,5-7,5 km/s na 8 km/s). Toto rozhraní se nachází v různé hloubce podle tloušťky kůry. Někdy se jedná skutečně o plochu, na níž se hustota a rychlost mění skokem, někdy jde o neostrou přechodovou zónu, kde se vlastnosti mění během několika kilometrů. Tyto neostré zóny se hůře lokalizují.

Zemský plášť začíná pod kůrou a končí na rozhraní jádro – plášť v hloubce asi 2900 km. Dělí se na svrchní (MOHO – 660 km) a spodní (660- 2900 km). Rozhraní mezi svrchním a spodním pláštěm v hloubce 660 km je dáno fázovým přechodem v materiálu pláště. Při něm se mění krystalová struktura a skokem narůstá hustota (asi o 10%).

Jak se s hloubkou mění fyzikální vlastnosti zemského pláště, mění se i jeho hustoty a rychlosti šíření seismických vln. Příklad moderního rychlostního a hustotního řezu je tzv. předběžný referenční model Země PREM (obr. 3 a 4).



Obr. 3: Model PREM (Preliminary Reference Earth Model – Předběžný referenční model Země[2]), závislost rychlostí šíření seismických vln na hloubce.



Obr. 4: Model PREM (Preliminary Reference Earth Model– Předběžný referenční model Země[2]), závislost hustoty na hloubce.

Hustota i rychlosti šíření seismických vln obecně s hloubkou rostou. Výjimkou je tzv. kanál nízkých rychlostí v hloubkách okolo 200 km, kde v rychlostním řezu pozorujeme lokální minimum.

Rychlosti seismických vln závisejí na tlaku a teplotě – s rostoucím tlakem rostou, s rostoucí teplotou naopak klesají. Ve většině pláště převládá vliv tlaku nad vlivem teploty a seismické rychlosti tak s hloubkou rostou navzdory tomu, že směrem dolů se zvyšuje i teplota. V oblasti kanálu nízkých rychlostí ovšem nejspíš teplota roste s hloubkou tak rychle, že převládne její vliv nad vlivem rostoucího tlaku. Teplota přitom dosahuje v oblasti kanálu hodnot blízkých teplotám tání, takže materiál je částečně nataven.

V hloubce okolo 660 km dochází k polymorfnímu fázovému přechodu v materiálu pláště a skokem naroste hustota. V oblasti spodního pláště se patrně vyskytují vysokotlaké modifikace oxidů křemíku.

Kromě toho, že se vlastnosti pláště (rychlost seismických vln, hustota) mění s hloubkou, mění se také laterálně. V subdukčních zónách, kde je hluboko do pláště zasunována relativně chladná oceánská litosféra, či v oblastech, kde od jádra stoupá prohřátý materiál je hustota o něco vyšší či nižší (o asi 1-5%) než by odpovídalo sféricky symetrickému modelu (PREM) .

Základní metoda, která nám umožňuje tyto odchylky od sférické symetrie studovat, je [seismická tomografie](#). Díky ní jsme dnes již schopni poměrně detailně mapovat třírozměrnou strukturu pláště.

Zemské jádro - Rozhraní mezi pláštěm a jádrem se nachází ve střední hloubce 2900 km s výkyvy o 5-10 km kvůli menšímu zploštění jádra a zvlnění rozhraní jádro - plášť. Jádro se dělí na vnější kapalné a vnitřní pevné. Rozhraní mezi nimi leží v hloubce asi 5000 km. Přesněji se nejedná o ostré rozhraní, ale o asi 150 km silnou přechodovou zónu.

Ve vnějším jádře hustota zvolna vzrůstá z 10000 kg/m³ na asi 12200 kg/m³ (obr. 4). V přechodové zóně prudce stoupá (podle modelu PREM o více než 500 kg/m³) a hustota ve vnitřním jádře je víceméně konstantní s hodnotou okolo 13000 kg/m³. Tento hustotní model vyhovuje celkové hmotnosti Země a jejímu momentu setrvačnosti. Vnější jádro je velice tvárné (říká se kapalné), jeho modul torze je $\mu < 10^9$ Pa, vnitřní naopak pevné a jeho modul torze je o dva řády vyšší ($\sim 2 \cdot 10^{11}$ Pa).

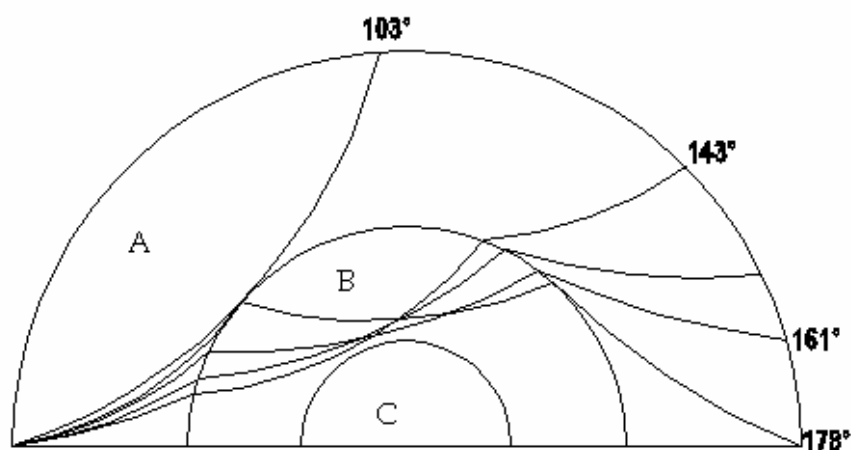
Tlaků odpovídajících podmínkám v jádře lze dosáhnout pouze v tzv. dynamických tlakových experimentech (rázové vlny buzené explozemi), které trvají velmi krátce. Proto je jejich vypovídací hodnota omezená, nicméně poskytují základní informace o složení a stavu jádra. Z těchto experimentů plyne, že vnější jádro nemůže být složeno z čistého železa, ale musí obsahovat lehčí příměsi (méně než 10%), např. síru nebo křemík. Také asi obsahuje malé množství niklu (asi 2%). Podle rozdílného skupenství vnějšího a vnitřního jádra se soudí, že ve vnějším jádře je teplota větší než teplota tání, ve vnitřním naopak. Předpokládá se, že teplota na rozhraní plášť - jádro je asi 3000-4000 K, ve vnějším jádře teplota

roste, ve vnitřním je buď konstantní, nebo slabě roste. Ve středu Země dosahuje 4400 – 6700 K.

Ve vysoce vodivém kapalném vnějším jádře je tzv. magnetohydrodynamickými procesy buzeno magnetické pole Země.

Na rozhraní jádro-plášť klesá rychlost šíření podélných vln z asi 14 km/s na 8 km/s a příčných z asi 7 km/s na hodnotu nižší než 1 km/s. Vysoký rychlostní kontrast mezi pláštěm a jádrem má zajímavé důsledky, např. v tom, že na některých seismogramech silných zemětřesení se objevují vlny několikanásobně odražené od jádra (ohnisko – jádro – povrch – jádro), zejm. příčné $ScSn$ (n = násobnost odrazu). Díky těmto vlnám můžeme zkoumat útlum v plášti, [laterální](#) nehomogenity litosféry i samotného rozhraní.

Rychlostní kontrast způsobuje také vznik tzv. seismického stínu jádra v epicentrálních vzdálenostech 103° – 143° (obr. 5). Do vzdálenosti 103° přichází vlny, jejichž paprsky se dotýkají jádra. Vlny s menším úhlem dopadu se již lámou do jádra a jsou tak silně odkloněny ke svislici, že na povrch vycházejí až v epicentrální vzdálenosti větší než 180° . Vlny s ještě menším úhlem dopadu jdou do menších vzdáleností, nejméně ale do 143° . Pro paprsky s dále se zmenšujícím se úhlem epicentrální vzdálenost opět roste.

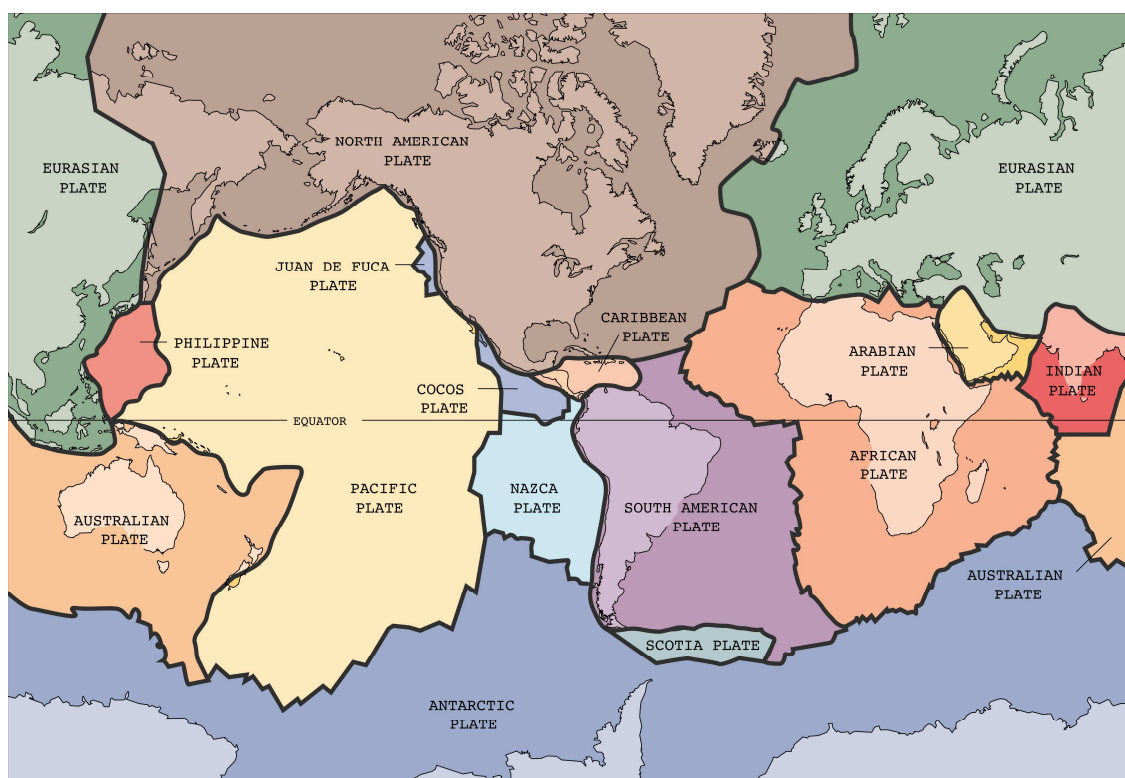


Obr 5: Stín jádra. Mezi epicentrálními vzdálenostmi 103° a 143° . Oblast A značí plášť, B vnější jádro, C vnitřní.

Hodnoty rychlosti příčných vln ve vnějším jádře jsou natolik malé, že se jakákoliv příčná vlna z pláště nemůže do jádra zlomit. Příčné vlny se tedy vnějším jádrem nešíří. Příčná vlna se ale může transformovat na vlnu podélnou a do jádra se lámat jako podélná. Při východu z jádra se může transformovat zpět na příčnou. Pevným vnitřním jádrem se příčné vlny šířit mohou.

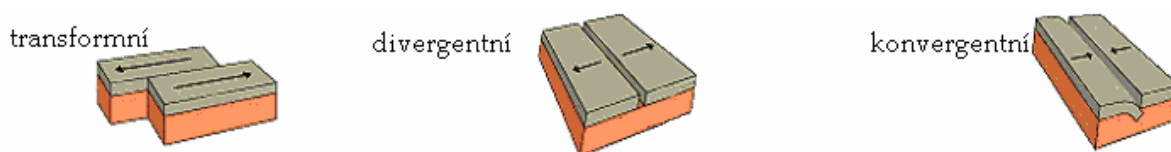
Desková tektonika

Teorie deskové tektoniky zveřejněná v 60. letech zahrnuje poznatky o pohybech kontinentů, rozpínání oceánského dna a subdukci. Podle ní jsou povrchové partie Země tvořeny litosférickými deskami s mocností asi 100 km, které se pohybují po měkkém podkladě – astenosféře (s mocností asi 200 km). Velkých desek je 6 (pacifická, americká, euroasijská, africká, indo-australská a antarktická) a asi 8 menších. Na svém povrchu mají kontinent, oceán, nebo z části obojí.



Obr. 6: Litosférické desky. Převzato z <http://www.ig.cas.cz/aktivity/Geopark/Zeme.pdf>

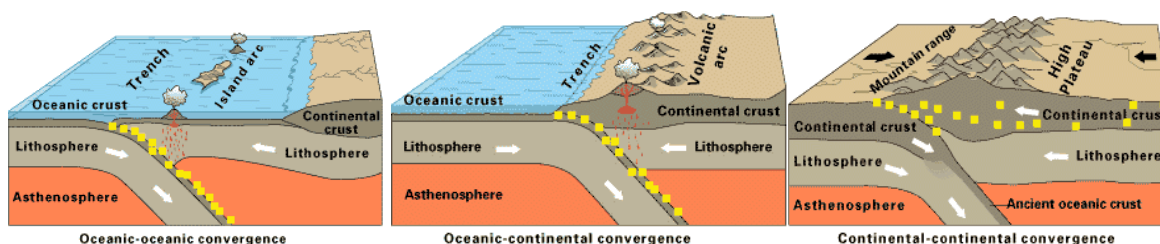
Mezi deskami jsou úzké deformační zóny, na které je vázána hlavní tektonická činnost Země. Tyto hranice jsou tří druhů (obr. 7):



Obr. 7: Typy deskových rozhraní: transformní, divergentní a konvergentní. Převzato z http://en.wikipedia.org/wiki/Image:Tectonic_plate_boundaries.png

divergentní (oceánské hřbety), kde se desky od sebe vzdalují a vzniklý prostor je vyplňován magmatem z astenosféry (probíhá zde rozpínání oceánské dna)

konvergentní hranice, kde se dvě desky přibližují (obr. 8). V případě dvou oceánských desek nebo desky oceánské a kontinentální dochází k zasouvání (subdukci) oceánské desky. V případě, že interagují dvě desky kontinentální dochází k tzv. kontinentální kolizi a vzniku pásemných pohoří (Himálaje).



Obr. 8: Druhy konvergentních hranic. Interakce dvou desek oceánských, oceánské a kontinentální desky a dvou desek kontinentálních. Převzato z

http://www.visionlearning.com/library/module_viewer.php?mid=66&l=&c3

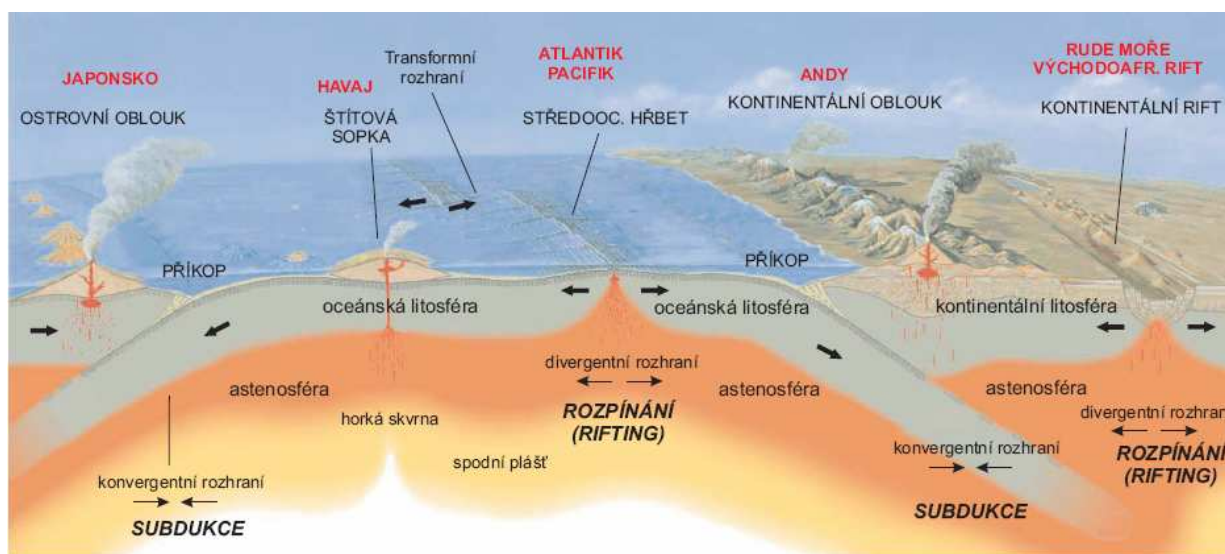
transformní zlomy, na kterých se desky posunují podél rozhraní (např. příčné pruhy v oceánských hřbetech).

Pohyby litosférických desek jsou projevem termální konvekce v plášti poháněné energií uvolňovanou chladnutím jádra.

Na základě teorie deskové tektoniky je možné určit velikosti a směry vzájemného pohybu všech desek. Tyto rychlosti lze nezávisle ověřit pomocí výpočtu vzdálenosti vybraných bodů a jejich časových změn. K tomu se používají laserová měření družic sloužících jako odražeče signálu z povrchových stanovišť (GPS), nebo interferometrie dlouhých vln. Výsledky obou těchto metod jsou v dobré shodě s předchozími odhady.

Teorie deskové tektoniky je výsledkem rozsáhlého zkoumání a její zveřejnění v 60. letech mělo revoluční důsledky. To proto, že umožnila jednotný a ucelený výklad dílčích pozorování různých geofyzikálních oborů, a také, že zásadně změnila výklad všech základních geodynamických procesů na deskových rozhraních

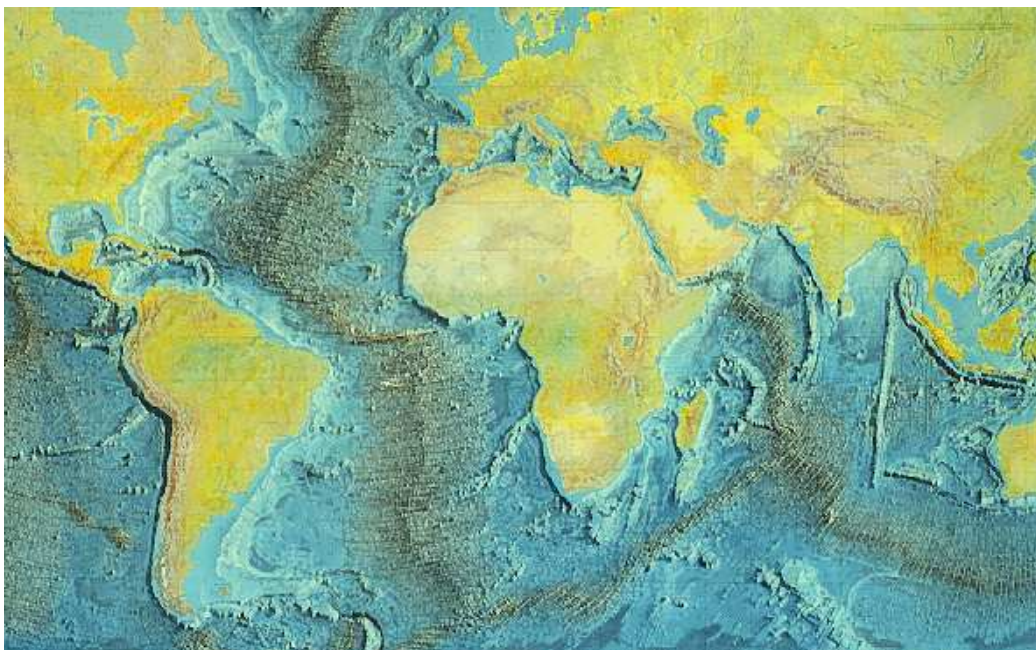
(např. horotvorných procesů, zemětřesení, vulkanismu i vzniku ložisek některých nerostných surovin - obr. 9).



Obr. 9: Procesy probíhající na litosféře. Převzato z
<http://www.ig.cas.cz/aktivity/Geopark/Zeme.pdf>

Rozpínání oceánského dna

Dochází k němu v oblasti tzv. oceánských hřbetů. Uvnitř každého se táhne tektonická porucha, tzv. rift. Pod ním vychází natavená hmota zemského pláště k povrchu, někdy i na povrch (obr. 9). Nový materiál chladne a přirůstá ke starému, který je tímto odsunován. Na hřbetu se tvoří nová deska - oceánská litosféra. Plášťový materiál zde přibývá rovnoměrně s rychlostí okolo 2 cm/rok. Mocnost desky vzrůstá směrem od hřbetu až na 50 – 100 km. Oceánské hřbety jsou mnohde přerušeny příčnými, tzv. transformními zlomy (obr. 10). Na hřbetech jsou centra mělkých zemětřesení



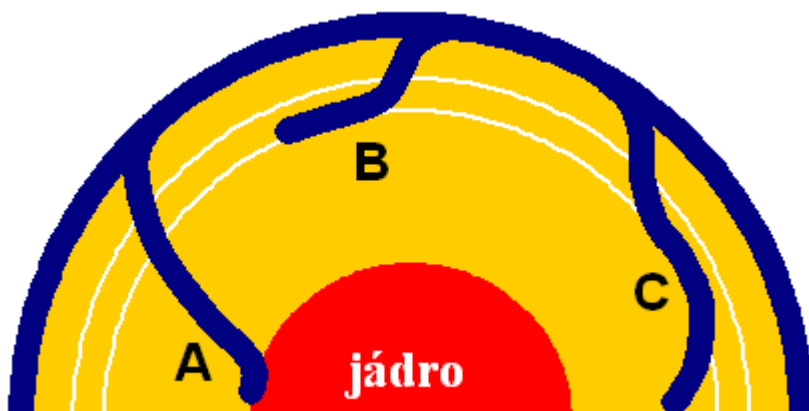
Obr. 10: Oblasti oceánských hřbetů. Převzato z http://www.geo.utep.edu/kidd/Vol_eq_plates.html

Tepelný tok na hřbetech má vysoké hodnoty (až 300 mW/m^2), nejvyšší na světě vůbec (průměrné hodnoty jsou okolo 60 mW/m^2).

Subdukce litosféry

Aby nedocházelo ke zvětšování zemského povrchu musí se někde oceánská litosféra zanořovat (subdukovat) zpět do nitra. Zóny, kde k tomu dochází, se nazývají subdukční zóny. Nacházejí se v místech hlubokých mořských příkopů (např. peruánsko-chilský, kamčatský, kurilský, japonský). Trojrozměrnou morfologii subdukovaných desek lze sledovat pomocí zemětřesených ohnisek (k zemětřesení dochází právě v chladných a relativně pevných subdukovaných deskách, nikoli v teplém plášti okolo), které se kupí do pásů šikmě nakloněných vůči zemskému povrchu (tzv. Wadati-Benioffovy zóny). Nejhlubší zemětřesení jsou v hloubce okolo 750 km. Deska, která se zanořuje, je chladnější než materiál pláště. Proto je také těžší a pevnější. Tyto vlastnosti si litosféra uchovává do značných hloubek. Otázkou ale zůstává, co se děje s deskami v plášti. Ukazuje se, že jsou tři možnosti: buď desky klesají až na „dno“ pláště a zůstanou ležet nad hranicí s jádrem, nebo zůstávají již ve svrchním plášti v místě fázového rozhraní

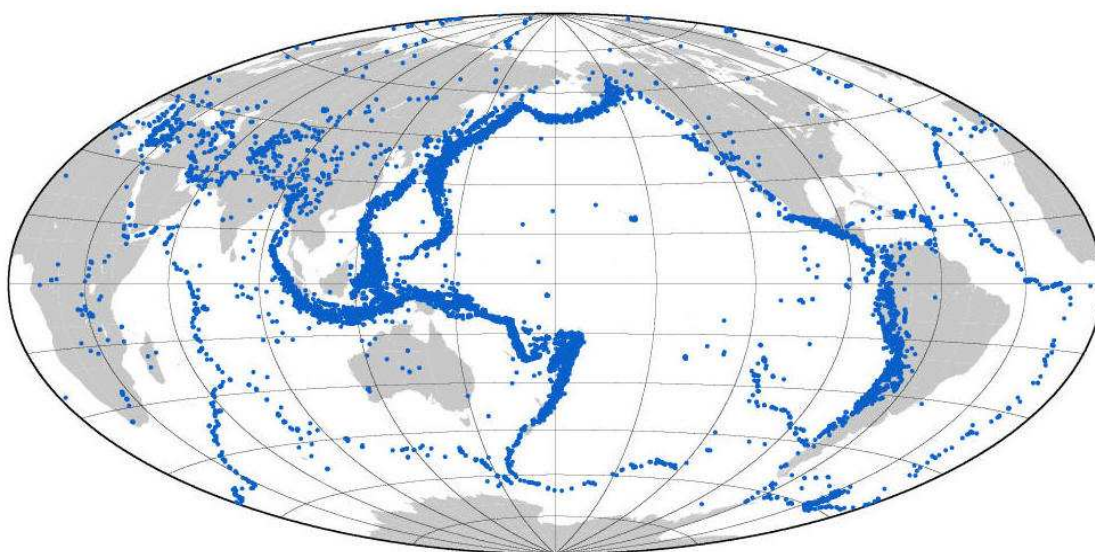
v hloubce 660 km, a nebo se sice nad tímto rozhráním „zdrží“, ale poté pokračují v sestupu k jádru (obr. 11).



Obr. 11: Možné průběhy deformace subdukovaných desek. Subdukované desky jsou znázorněny modrou barvou; možnost A odpovídá klesání desky na dno jádra, možnost B zastavení v oblasti fázového rozhraní a možnost C pozdržení desky v této oblasti. Převzato z [1].

Zemětřesení

Zemětřesení vznikají na kontaktu vzájemně se pohybujících horninových bloků. Vyskytují se hlavně na existujících zlomech (tzv. seismicky aktivní zóny), nejvíce podél rozhraní litosférických desek, která jsou "poseta" seismicky aktivními středisky (obr. 12). Zde je zemětřesení způsobeno posunováním dvou bloků po sobě navzájem, i když ne celých bloků, ale pouze rychlou deformací části z nich.



Obr. 12: Ohniska zemětřesení. Z obrázku jsou patrné hranice litosférických desek, kde je seismická aktivita nejvyšší.

Pokud by se bloky pohybovaly volně, bez tření, k zemětřesení by nedocházelo. Avšak zlomy jsou drsné a může dojít k jejich vzájemnému „zaklesnutí“. V místě zaklesnutí se bloky přestanou pohybovat a část bloků se deformuje. Kinetická energie se přeměňuje v energii deformace a hromadí se až do té chvíle, kdy je „zaklesnutí“ překonáno a dojde k jejímu rychlému uvolnění. Část energie se spotřebuje na posun na místo, které by odpovídalo pohybu bez zaklesnutí. Zároveň vzniká na zlomu trhлина. Část energie se uvolňuje prostřednictvím vyzáření seismických vln z trhliny do obou bloků.

Trhlina nevzniká náraz, ale šíří se po zlomu z [hypocentra](#) rychlostí několik km/s do různých směrů. Bod, který leží na povrchu nad hypocentrem, se nazývá [epicentrum](#). Úhlová vzdálenost mezi epicentrem a seismickou stanicí je epicentrální vzdálenosti. V hypocentru je trhlina největší, postupně ubývá, až zaniká. Proces vzniku a šíření trhlin jsme schopni studovat velmi detailně díky světové síti stanic, záznamu silných pohybů půdy nebo geodetickým měřením.

Často dochází k vícenásobnému zemětřesení, kdy rychlé posunutí na zlomu probíhá přerušovaně - nejprve dojde k uvolnění jednoho zaklesnutého úseku a v zápětí dalšího. Může se stát, že některé úseky neprasknou. Pokud jsou bloky v takovýchto místech stále zaklesnuté, k jejich uvolnění může dojít až mnohem později (výjimečně až několik měsíců či dokonce let po hlavním otřesu), dochází k dotřesům. V některých úsecích aktivního zlomu jsou oblasti seismického klidu, místa, kde se dlouho nevyskytla žádná zemětřesení, ačkoli jsou indikovány rychlé deformace bloku. Takováto místa mohou být ohniskem pozdějších silných zemětřesení, a proto je jim věnována zvýšená pozornost.

Existuje několik způsobů klasifikace zemětřesení. Moderní mírou velikosti zemětřesení je seismický moment M_0 . Je definován jako $M_0 = \mu A u$, kde μ je modul torze na zlomu, A plocha zlomu a u průměrná velikost nespojitosti posunutí na zlomu. U největších zemětřesení je $M_0 > 10^{21} \text{Nm}$.

Velikost zemětřesení se klasicky měří také pomocí [magnituda](#) M . Je to vlastně maximální rychlost posunutí v místě pozorování korigovaná podle vzdálenosti od epicentra - tedy magnitudo je odhad maximální rychlosti posunutí v ohnisku. Nevýhodou této stupnice je tzv. saturace - dvě zemětřesení se stejnou rychlostí v ohnisku, ale různou zlomovou plochou (a tedy různými ničivými účinky mají stejná magnituda).

Klasifikace zemětřesení	Magnitudo	Účinky zemětřesení	Počet za rok
Mikro	Méně než 2,0	Mikrozemětřesení, nepocititelné.	Okolo 8000 denně
Velmi malé	2,0-2,9	Většinou nepocititelné, ale zaznamenané.	Okolo 1000 denně
Malé	3,0-3,9	Často pocititelné, nezpůsobující škody.	49000 (odhad)
Slabé	4,0-4,9	Citelné třesení věcí uvnitř domů, drncivé zvuky. Významné škody nepravěpodobné	6200 (odhad)
Střední	5,0-5,9	Může způsobit velké škody špatně postaveným budovám v malé oblasti. Pouze drobné poničení dobře postaveným budovám.	800
Silné	6,0-6,9	Může ničit až do vzdálenosti 100 km.	120
Velké	7,0-7,9	Může způsobit vážné škody na velkých oblastech.	18
Velmi velké	8,0 nebo větší	Může způsobit vážné škody i ve vzdálenosti stovek kilometrů.	1

Tabulka č.1: Klasifikace zemětřesení. Převzato z <http://cs.wikipedia.org/wiki>.

Energii uvolněnou při zemětřesení lze určit z empiricky nalezeného vzorce $\log E = 5,24 + 1,44 M$. (Při velkém zemětřesení o magnitudu $M = 8$ se tedy uvolní energie asi $6 \cdot 10^{21} \text{J}$). Člověk v blízkosti ohniska je schopen zaznamenat zemětřesení o magnitudu větším než 2,5-3.

Velikost zemětřesení lze hodnotit také vzhledem k jeho účinkům na lidi, předměty, stavby a přírodní prostředí. Pak používáme 12ti-stupňovou stupnici makroseismické intenzity [3].

Seismické vlny jsou registrovány seismografy na síti seismických stanic po celé zeměkouli. Záznamy se nazývají seismogramy.

Pro lokalizaci zemětřesení stačí znát záznamy tří seismických stanic. Ze záznamu jediné stanice lze určit vzdálenost ohniska podle [hodochron](#). Složitou analýzou seismogramů pak lze určit prostorovou orientaci zlomové plochy a převládající směr posunutí na ní.

Ačkoli se naše znalosti o mechanismu vzniku zemětřesení stále rozšiřují, nejsme schopni zemětřesení předpovídat. Dokážeme ale často omezit jeho ničivé účiny na lidi a stavby. Stupeň ohrožení staveb při zemětřesení závisí mimo jiné na místních geologických podmínkách (výskyt vrstev sedimentů, tvar zemského povrchu), nebo vlastní frekvenci staveb, stavebním materiálu atd. Účinek zemětřesení tak může být zesílen v sedimentech pod zemským povrchem a zároveň může mít stavba nevhodnou vlastní frekvenci (dochází k rezonanci). K hlavním praktickým úkolům seismologie tedy patří studium zemětřesného ohrožení - vyhodnocení předpokládaných pohybů půdy při zemětřesení v dané oblasti a odhad jeho účinků na stavby. Pak lze vybrat relativně „bezpečné“ lokality pro důležité stavby (přehrady, jaderné elektrárny) a v oblastech ohrožených zemětřesením projektovat stavby tak, aby účinky předpokládaných zemětřesení na ně byly co nejmenší.

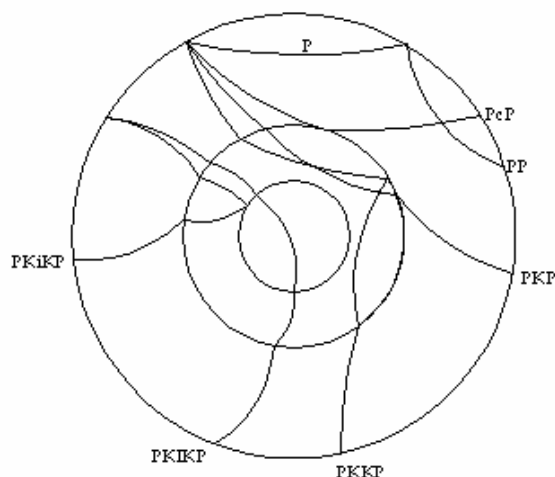
Seismické vlny

Část energie uvolněné při zemětřesení se šíří zemským nitrem ve formě elastických vln. Jejich rychlost závisí na látkovém složení zemského nitra, hustotě, modulu torze, Laméových elastických parametrech, ale také na tlaku, teplotě a hloubce. S rostoucí teplotou klesají, s rostoucím tlakem naopak rostou. V zemském nitru převažuje vliv tlaku nad vlivem teploty, a tak seismické rychlosti s hloubkou obecně rostou (s výjimkou kanálů nízkých rychlostí). Zároveň se mění i laterálně (asi o 1-5 %). K výrazným nárůstům či poklesům dochází na chemických či fyzikálních rozhraních (diskontinuitách). Nejvýraznější je Mohovičicovo rozhraní mezi kůrou a pláštěm a rozhraní plášť – jádro.

Zemským tělesem se šíří vlny prostorové a povrchové. Prostorové vlny jsou dvojího typu – podélné a příčné. U vln podélných dochází ke kmitání ve směru šíření vlny. Šíří se rychleji než vlny příčné a v malých epicentrálních vzdálenostech přicházejí jako první – odtud jejich označení P – z anglického „primary“. V případě vln příčných dochází ke kmitání v rovině kolmé na směr šíření. Rychlost šíření příčných vln je menší než rychlost vln podélných a v malých

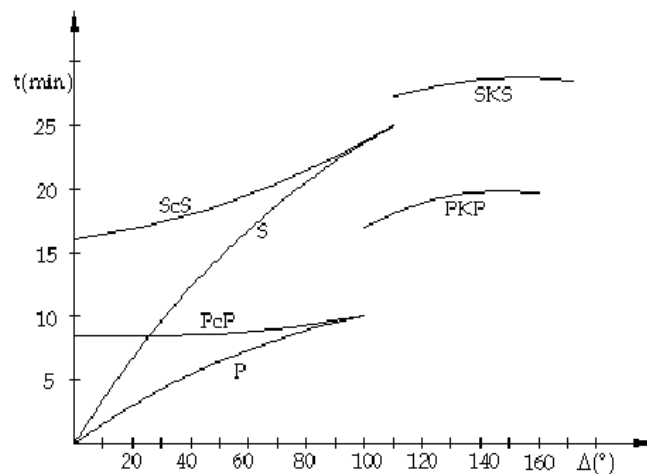
epicentrálních vzdálenostech jsou na seimogramu druhé – značíme je tedy S („secondary“).

Na rozhraních se vlny lámou, odrážejí, transformují (příčné na podélné a naopak), či ohýbají. V zemském nitru existuje mnoho takových rozhraní, takže máme celou řadu různých typů vln – seismických fází (obr. 13).



Obr. 13: Druhy podélných vln prošlých zemským nitrem. Vlny, které projdou pouze pláštěm značíme P, vlny odražené od jádra PcP, prošlé jádrem PKP, odražené od vnitřního jádra PKiKP a jím prošlé PKIKP. Počet jednotlivých písmen značí, kolikrát vlna danou oblastí prošla, ať již jako odražená, nebo znovu vstupující do toho prostředí.

V seismologii hrají důležitou roli (pro studium stavby nitra i lokalizace zemětřesení) tzv. [hodochrony](#) – křivky závislosti času příchodu jednotlivých fází na epicentrální vzdálenosti (obr. 14).



Obr. 14: Hodochrony. Závislost času příchodu jednotlivých seismických fází na epicentrální vzdálenosti Δ .

Povrchové vlny jsou vázány pouze na zemský povrch a šíří se podél něj. Amplitudy směrem do hloubky ubývají s rostoucí frekvencí. Povrchové vlny se formují interferencí z prostorových vln v důsledku existence zemského povrchu. Vykazují závislost rychlosti šíření na frekvenci (disperzi). Jsou také dvojího typu: Loveovy vlny, kdy prostředí kmitá v horizontální rovině kolmo na směr šíření, a Rayleighovy vlny, polarizované elipticky podobně jako vlny na vodě (horizontální a vertikální kmity v rovině šíření).

Magnetické pole

Již ve starověkém Řecku byly lidem známy přitažlivé vlastnosti magnetitu. V Číně byl v 10. století zkonstruován první kompas a magnetické pole Země začalo být využíváno pro (námořní) navigaci. Původ zemského magnetického pole byl zpočátku připisován působení Polárky či magnetitových hor na severu. V roce 1600 anglický učenec William Gilbert poprvé vyslovil hypotézu, že Země samotná je veliký magnet. Dnes víme, že hlavní část magnetického pole, tzv. vnitřní pole, je buzena dynamovými procesy v kapalném vnějším jádře. V prvním přiblížení je to pole elementárního magnetického dipólu umístěného ve středu Země s osou skloněnou o 11° vůči rotační ose. Magnetickým dipólem lze vysvětlit asi 80% pozorovaného pole, zbylých 20% připadá na tzv. nedipólové pole.

Velikost vektoru magnetické indukce B v polárních oblastech je asi 60 000 nT, v rovníkové oblasti asi 30 000 nT (pro srovnání tyčový magnet má $B \sim 10$ mT, elektromagnet $B \sim 100$ mT – magnetické pole Země je tedy relativně slabé). Kromě vnitřního magnetického pole buzeného v jádře pozorujeme i pole vnějších zdrojů. To souvisí se [slunečním větrem](#) a procesy v ionosféře a magnetosféře. Jeho amplituda je velmi malá ve srovnání s vnitřním (1-2%), je však pozoruhodné svou proměnlivostí. Analýza změn vnějšího pole umožňuje např. studovat rozložení elektrické vodivosti v nitru Země [4].

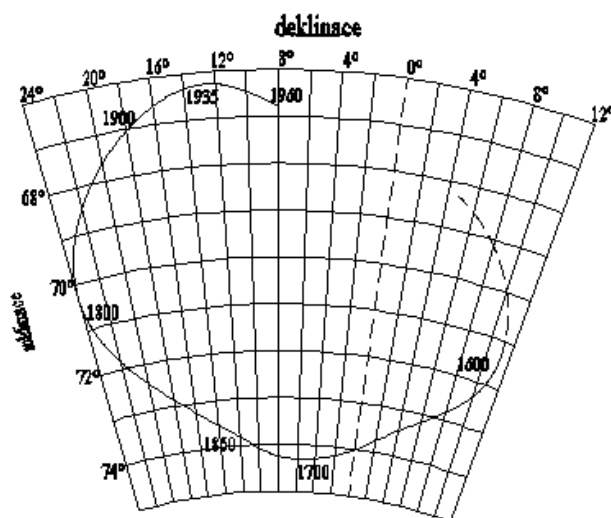
Pro popis magnetického pole se používají většinou severní (X), východní (Y) a vertikální (Z) složky vektoru magnetické indukce B , nebo velikost horizontální složky (H) a dva úhly. Úhel mezi vektorem magnetické indukce a vodorovnou rovinou – [inklinace](#) – a úhel mezi horizontální složkou a směrem k zeměpisnému severu – [deklinace](#). Měření probíhají kontinuálně v geomagnetických observatořích, jsou ale velké oblasti, kde stanice nejsou (oceány, rozvojové země), a proto se zřizují dočasné stanice pro potřeby jednotlivých projektů. Ty mohou být umístěné na lodích nebo v letadlech. Velmi významná jsou v současnosti družicová měření.

Vně Země, v nevodivé atmosféře lze intenzitu magnetického pole vyjádřit pomocí skalárního potenciálu U . Tento potenciál lze psát jako řadu sférických harmonických funkcí

$$U = \frac{a}{\mu_0} \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left[(g_n^m \cos m\varphi + h_n^m \sin m\varphi) \left(\frac{a}{r} \right)^{n+1} + (q_n^m \cos m\varphi + s_n^m \sin m\varphi) \left(\frac{r}{a} \right)^n \right] P_n^m(\cos \vartheta),$$

kde $P_n^m(\cos \vartheta)$ jsou přidružené Legendrovy funkce, $g_n^m, h_n^m, q_n^m, s_n^m$ jsou koeficienty potenciálu, a je střední poloměr Země, μ_0 permeabilita vakua a r, ϑ, φ jsou sférické souřadnice. V rozvoji potenciálu je dominantní příspěvek prvního stupně ($n=1$), který reprezentuje magnetický dipól. Dipól je v tomto případě geocentrický, není však orientován souhlasně s rotační osou Země. Body, kde jeho osa protíná zemský povrch, se nazývají geomagnetické póly.

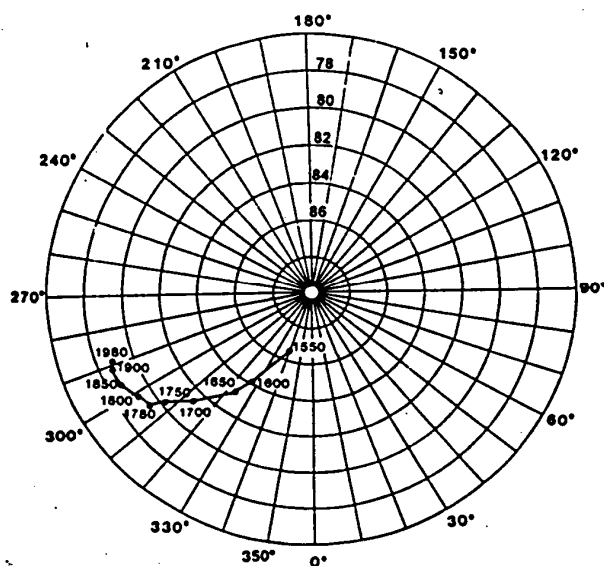
Stejně jako se mění vnější pole, mění se i vnitřní, ovšem mnohem pomaleji. První z časových "vnitřních" změn je tzv. sekulární variace, což jsou změny na časových škálách řádově stovek až tisíců let (obr. 15). Ta se týká dipólové i nedipólové složky magnetického pole.



Obr. 15: Sekulární variace magnetického pole. Změny inklinace a deklinace. Měření pro stanici v Londýně v průběhu několika staletí. Převzato z [3].

Sekulární variace dipólové složky se projevuje změnou polohy pólů (obr. 16) a změnou velikosti dipólového momentu (v současné době klesá asi o $0,4 \cdot 10^{22} \text{ A} \cdot \text{m}^2$

za sto let). Geomagnetická osa vykonává jakousi (nepravidelnou) precesi kolem osy rotační. Šířková odchylka magnetického a zeměpisného pólu v dlouhodobém průměru není větší než 10° v několika posledních milionech let. Sekulární variace nedipólové složky se projevuje tzv. západním driftem, kdy se její konfigurace pohybuje po povrchu směrem k západu. Podíváme-li se na mapu nedipólové složky libovolného magnetického elementu (X, Y, Z, D, I) existuje na nich asi 6 nebo 8 výrazných maxim a minim kontinentálních rozměrů. Tato maxima se pohybují po zemském povrchu statisticky směrem k západu rychlostí přibližně $0,2^\circ$ zeměpisné délky za rok.



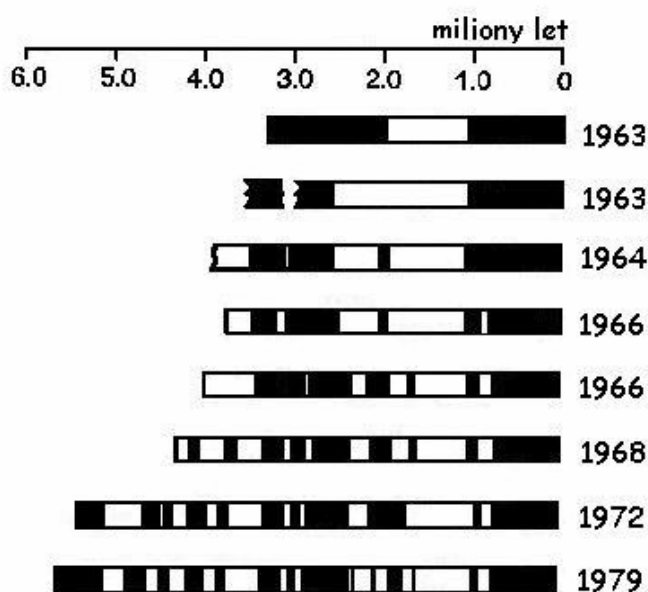
Obr. 16: Křivka putování magnetického pólu (1550-1980).

Inverze magnetického pole

Měření magnetického pole máme k dispozici od 16. stol., kdy vznikly první mapy deklinace a inklinace. Data pro starší období lze získat paleomagnetickými metodami. Paleomagnetismus je disciplína, která studuje magnetické pole v minulosti pomocí magnetizace hornin. Využívá toho, že hornina v sobě nese informaci o geomagnetickém poli v době svého vzniku. Vyvřelá hornina získává tzv. termoremanentní magnetizaci při chladnutí taveniny pod [Curiovou teplotou](#). Směr termoremanentní magnetizace je shodný se směrem zemského magnetického pole v době tuhnutí horniny. Tato informace zůstává v hornině

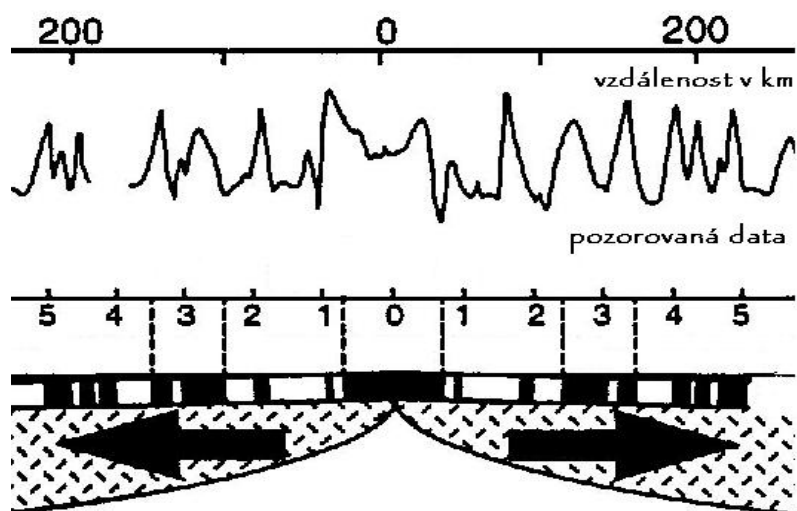
zakódována i přes všechny další procesy, kterými hornina prošla (i takovými, které mohou ovlivňovat magnetizaci). Podobně sedimentární horniny získávají sedimentární remanentní magnetizaci zaznamenávající směr zemského pole v době, kdy hornina sedimentovala. Tato magnetizace je méně spolehlivá než termoremanentní, protože horniny při usazování mohou být strhávány víry, nebo zaujmout jiné natočení, které neodpovídá směru zemského pole, kvůli vhodnému umístění na podkladu.

Analýzou paleomagnetických dat se ukázalo, že dochází ke specifickému typu změny pole – střídání období s normální (tj. současnou) a obrácenou polaritou pole. Tomuto jevu říkáme inverze. Je to spontánní nepravidelná změna polarity zemského dipólu. Nejlépe se tento jev studuje v místech s mocnými vrstvami sedimentárních hornin (a lávových výlevů) nad sebou, kde můžeme sledovat historii pole v období až miliónů let. Stáří vzorků určujeme radiometrickým datováním.



Obr. 17: Změny polarity magnetického pole. Černě jsou vyznačena období normální polarity, bíle opačná. Měření byla od roku 1963 postupně během let doplňována o další data a časová škála inverzí byla zpřesňována.

V posledních asi 5 mil.let byla typická doba trvání jedné polarity asi 0,1-1 mil.let (obr. 17). Pro období starší není už radiometrické datování stáří vyvřelých hornin dostatečně přesné. Proto se využívá pásových magnetických anomálií podél oceánských hřbetů. Na středooceánských hřbetech si nově přibývajících kůra uchovává informaci o geomagnetickém poli v době svého vzniku. S tím, jak je odsouvána od hřbetu, vznikají pásy o magnetizaci odpovídající normální či opačné polarizaci (obr. 18). Díky nim známe průběh inverzí pro minulých 170 mil. let. Kromě úplného přepólování dochází někdy i k nedokončenému, tzv. exkurzi geomagnetické osy (pól se posunul o několik desítek stupňů do nižších šířek).



Obr. 18: Pásové magnetické anomálie. Když oceánská kůra „přirůstá“ na hřbetu, získává při svém chladnutí magnetizaci odpovídající normální (černá) nebo opačné (bílá) polaritě pole.

Vlastní proces přepólování proběhne během asi 10^3 - 10^4 let, je tedy vzhledem k době trvání jedné polarity poměrně rychlý. Během přepólování intenzita silně poklesne (až na 20% normální hodnoty) a dipólová složka zcela vymizí. I během tohoto procesu je Země chráněna magnetickým polem, které je tvořeno pouze nedipólovou složkou.

Slovníček

Astenosféra – oslabená část svrchního zemského pláště mezi pevnou litosférou nahoře a mezosférou dole v hloubkách okolo 200 km. Oslabení je způsobeno její relativně nižší viskozitou, jež snižuje rychlost seismických vln a umožňuje geologicky dlouhodobý a pomalý plastický tok její hmoty. Proto se a. označuje jako pásmo (kanál) snížené rychlosti seismických vln. Její mocnost je různá, průměrně 100 – 300km.

Curiova teplota – teplota, při níž se feromagnetické látky stávají látkami paramagnetickými

Deklinace – úhel, který svírá horizontální složka intenzity zemského magnetického pole s tečnou k zeměpisnému poledníku v daném místě

Diskontinuita - náhlá změna složení nebo fyzikálních vlastností zemského nitra, na d. dochází k náhlé změně rychlostí seismických vln a ke změně směru šíření

Drift – strhávání, snášení, nebo vychylování

Epicentrum - bod na povrchu Země svisle nad místem kde došlo k uvolnění zemětřesné energie

Hodochrona - křivka vyjadřující závislost času příchodu seismických vln na vzdálenosti seismografu od epicentra. Z rozdílu času příchodu podélné a příčné vlny lze pomocí h. např. určit vzdálenost ohniska zemětřesení

Hypocentrum – těžiště místa (ohnisko), v němž došlo k zemětřesení

Inklinace – úhel sevřený vektorem intenzity magnetického pole Země a vodorovnou rovinou. Směřuje-li severní pól magnetky pod vodorovnou rovinu, je in. kladná

Izopora – čára spojující na mapě místa, kde dochází ke stejným ročním změnám některé složky magnetického pole Země

Laterální – postranní, boční

Magnitudo – veličina používaná ke klasifikaci velikosti zemětřesení v Richterově stupnici. Vychází z pozorovaného poměru maximální amplitudy zemětřesných vln k periodě, určuje se zpravidla ze seismogramů

Rift – velký příkop specifické morfologie. V podstatě nezávislý na orogenních oblastech. Světový riftový systém leží v osních částech středooceánských hřbetů. R. vznikají štěpením kontinentu a v dalším vývoji v nich přirůstá oceánská litosféra rozšiřováním oceánského dna ze neustálého divergentního pohybu litosférických desek

Seismické vlny – elastické vzruchy šířící se v zemském tělese účinkem zemětřesení na velké vzdálenosti. Kmity probíhající ve směru šíření vln se nazývají podélné (P), kmity kolmé jsou příčné (S). Rozbor šíření s.v. je zdrojem přímých informací o fyz. vlastnostech zemského nitra

Seismická tomografie - metoda analogická lékařské počítačové tomografii. Na základě analýzy velkého množství časů příchodu seismických vln poskytuje třírozměrný obraz struktury zemského nitra.

Sekulární variace – dlouhodobé změny magnetického pole Země vyvolané pravděpodobně magnetohydrodynamickými procesy, které probíhají v zemském jádru. Popisují se pomocí rozdílů mezi po sobě následujícími ročními průměry geomagnetických elementů. V důsledku s.v. je nutno vztahovat výsledky geomagnetických měření k určitému časovému okamžiku

Sluneční vítr - proud částic, který vychází ze Slunce. Jeho zdrojem je sluneční korona. Obvykle má rychlost asi 450 km/s. Způsobuje ionizaci zemské atmosféry, která se projevuje výskytem polární záře nebo poruchou příjmu na krátkých rádiových vlnách.

Tektonika – disciplína zabývající se pohyby zemské kůry, formami uložení hornin, které těmito pohyby vznikají, a historií jejich vzniku. T. je též chápána jako stavba kterékoli části zemské kůry, definovaná souborem tektonických jevů a historií jejich vzniku

Ultrabazické horniny – vyvřelé horniny s obsahem oxidu křemičitého méně než 44%, složené výhradně z tmavých minerálů

Viskozita – vazkost, vnitřní tření – odpor, jímž tekutina působí proti silám snažícím se vzájemně posunout její nejmenší částice

Základní parametry

Země

Rovníkový poloměr	$6,38 \cdot 10^6 \text{ m}$
Povrch	$510 \cdot 10^6 \text{ km}^2$
z toho kontinent	$149 \cdot 10^6 \text{ km}^2$
z toho oceán	$361 \cdot 10^6 \text{ km}^2$
Hmotnost	$5,98 \cdot 10^{24} \text{ kg}$
Střední hustota	5520 kg m^{-3}
Střední vzdálenost od Slunce	$149,6 \cdot 10^6 \text{ km}$

Rozdělení nitra

Kůra	0 - MOHO
Svrchní plášť	MOHO - 660 km
Spodní plášť	660 - 2900 km
Vnější jádro	2900 - 5000 km
Přechodová zóna	5000 - 5100 km
Vnitřní jádro	5100 - 6370 km

Literatura

- [1] Čížková, H.: Numerické simulace procesu litosférické subdukce. Čs. čas. fyz. 55, 2005, str. 135-136.
- [2] Dziewonski, A. M., Anderson, D. L.: Preliminary reference Earth model. Phys. Earth Planet. Inter. 25, 1981, str. 297-356.
- [3] Šolc, M., Zahradník, J.: Astronomie, astrofyzika a geofyzika I. Země a sluneční soustava. SPN Praha 1987.
- [4] Velímský, J., Martinec, Z., Everett, M. E.: Elektromagnetické indukce v Zemi: Pohled z oběžné dráhy. Čs. čas. pro fyziku 4, 2004, str. 209.

internetové odkazy:

- [5] homepage: http://www.geo.utep.edu/kidd/Vol_eq_plates.html, staženo 25.4.2006
- [6] homepage: http://cs.wikipedia.org/wiki/Soubor:Tectonic_plates.png, staženo 16.5.2006
- [7] homepage: http://www.visionlearning.com/library/module_viewer.php?mid=66&l=&c3, staženo 25.4.2006
- [8] homepage: <http://cs.wikipedia.org/wiki>, staženo 16.5.2006
- [9] homepage: <http://www.ig.cas.cz/aktivita/Geopark/Zeme.pdf>, staženo 16.5.2006