

**Štruktúra, vývoj a procesy v zemskom plášti
a metódy ich poznávania**

BAKALÁRSKA PRÁCA

Róbert Kysel

**UNIVERZITA KOMENSKÉHO V BRATISLAVE
FAKULTA MATEMATIKY, FYZIKY A INFORMATIKY
KATEDRA ASTRONÓMIE, FYZIKY ZEME A METEOROLÓGIE**

Študijný odbor: 4.1.1 Fyzika

Školiteľ záverečnej práce:
doc. RNDr. Sebastián Ševčík, CSc.

BRATISLAVA 2007

Čestné vyhlásenie

Čestne vyhlasujem, že som predloženú bakalársku prácu vypracoval samostatne s použitím literatúry uvedenej v zozname.

V Bratislave, dňa 12.6.2007

Róbert Kysel

Pod'akovanie

Ďakujem svojmu školiteľovi doc. RNDr. Sebastiánovi Ševčíkovi, CSc. za cenné rady, ochotu a čas, ktorý mi pri písaní tejto práce venoval.

Osobitné pod'akovanie patrí všetkým, ktorí priamo či nepriamo dopomohli ku vzniku tejto práce, najmä mojim najbližším.

Abstrakt

Autor: Róbert Kysel
Názov práce: Štruktúra, vývoj a procesy v zemskom plášti a metódy ich poznávania
Názov školy: Univerzita Komenského v Bratislave
Názov fakulty: Fakulta matematiky, fyziky a informatiky
Názov katedry: Katedra astronómie, fyziky Zeme a meteorológie
Meno školiteľa: doc. RNDr. Sebastián Ševčík, CSc.
Predseda komisie
pre obhajobu: prof. RNDr. Jozef Masarik, DrSc.
Miesto: Bratislava
Rok: 2007
Počet strán: 68
Druh záverečnej práce: bakalárska práca

Súčasný poznatky o štruktúre, dynamických procesoch a vývoji zemského plášťa a kôry sú výsledkom teoretického a experimentálneho výskumu geofyzikov, geochemikov, fyzikov, geodetov a geológov. Bakalárska práca je koncipovaná tak, aby prezentovala čo najširší pohľad na štruktúrne vlastnosti a dynamické procesy v plášti a súčasne informovala aj o evolúcii týchto vlastností a procesov. V prvej kapitole sú základné informácie o akrečných scenároch vzniku Zeme, klasifikácii chemických prvkov podľa rôznych kritérií a posudzované sú dominantné diferenciačné procesy – vznik jadra a kontinentálnej kôry, ktoré zmenili pomery prvkov oproti chondritickému zloženiu. Definované sú dôležité geochemické rezervoáre a význam rádioizotopovej analýzy pri určovaní časových škál procesov. Druhá kapitola prezentuje stavbu, mineralogické a chemické zloženie plášťových jednotiek a vysvetlené sú možné dôsledky fázových prechodov minerálov v prechodovej zóne plášťa na konvekciu v plášti. Stručne sú posúdené reologické vlastnosti plášťa. Posledná kapitola je zameraná na štúdium foriem konvekcie v plášti na základe súčasných predstáv. Samostatne je prezentovaný platňový mód konvekcie, v ktorom sú dynamicky rozhodujúce klesajúce litosférické dosky. Druhý mód je plumový mód, ktorý súvisí s Rayleigh-Taylorovou nestabilitou v najspodnejšej časti plášťa. Využívajúc poznatky z prechádzajúcich častí práce je uvedený syntetizujúci pohľad na vzájomné väzby medzi konvekciou a rôznymi plášťovými rezervoármi.

Kľúčové slová: akrecia, plášť Zeme, geochemické rezervoáre, konvekcia

Predhovor

V posledných dvoch desaťročiach zaznamenal komplexný výskum zemskeho plášťa významný pokrok. Základné radiálne štruktúry v plášti a kôre boli známe už dávno na základe klasických seizmických pozorovaní odrazených, lomených resp. difragovaných objemových vln od rôznych seizmických diskontinuit s dostatočne ostrým impedančným kontrastom. Nové impulzy však priniesla seizmická tomografia. Touto metódou „vizualizácie“ štruktúr v plášti sa podarilo identifikovať laterálne nehomogenity na základe kladných alebo záporných odchýlok fázových rýchlostí seizmických vln od určitých modelových referenčných hodnôt. Interpretácia týchto obrazcov odchýlok ukázala oblasti s väčšími rýchlosťami, ktoré veľmi dobre korelovali s klesajúcimi litosférickými doskami a oblasti s menšími rýchlosťami, ktoré vykreslili štruktúry teplého stúpajúceho materiálu od rozhrania jadro-plášť. Obrazce oboch štruktúr potvrdili, že toky hmôt v plášti majú také morfológické znaky, ktoré nepodporujú názory, že konvekcia v plášti má vrstevnatú štruktúru. Rozhranie medzi dvomi viac-menej nezávislými konvektívnymi systémami, jedným v hornej časti plášťa a druhým v jeho spodnej časti, môže svojou fyzikálnou podstatou tvoriť diskontinuita v hĺbke 660 km. Je to diskontinuita, kde sa pri tlakoch asi 23,8 GPa vysokotlakové spinelové štruktúry olivínu transformujú na post-spinelové štruktúry perovskitu (Pv) a magnesiowüstitu (Mw) a fyzikálne vlastnosti tohto fázového prechodu sú také, že môžu tvoriť prekážku pre prestup hmôt radiálne v oboch smeroch. Tomografické výsledky jasne ukázali, že táto diskontinuita netvorí dostatočne silnú prekážku a je zrejme cez ňu vcelku intenzívny pohyb. Súčasne bolo navrhnutých množstvo matematických modelov a počítačových simulácií, ktoré hľadali pre rôzne parametre konvektívne plášťové obrazce.

Ďalší prínos pre pochopenie vlastností plášťa priniesli vysokotlakové experimenty dominantných plášťových hornín. V odbornej literatúre je neustále veľké množstvo článkov, najmä o výsledkoch laboratórneho výskumu olivínov, pyroxénov a granátov. Participujú na nich okrem geofyzikov najmä fyzici z oblasti fyziky tuhých látok, teoretickí fyzici a chemici.

Pravdepodobne najdôležitejší prínos však prináša geochemická analýza magmatických vzoriek, ktoré sa dostávajú na povrch Zeme a majú pôvod v hlbokých častiach plášťa. V centre záujmu sú pritom rôzne stopové prvky a rádioizotopy. Geochemický výskum dopomohol identifikovať niekoľko významných oblastí v plášti, ktoré sa líšia svojim chemickým zložením a sú teda zdrojovými rezervoármi rôznych vzoriek. Štandardom pre porovnávanie obsahu chemického zloženia týchto vzoriek sú chondritické meteority, ktoré sa považujú za najprimitívnejšie telesá v slnečnej sústave, pretože abundancie prvkov v nich obsiahnutých sa veľmi dobre zhodujú so spektrálnym obsahom prvkov v slnečnej fotosfére.

Principiálnou otázkou v súčasnosti je dať do súvisu predstavy o konvekcii v plášti, ktorá je tvorená dvomi nezávislými konvektívnymi módmami (platňový a plumový) a svojou podstatou materiál plášťa premiešava a homogenizuje, s predstavami a poznatkami o distinktných geochemických rezervoároch (MORB, OIB, DMM a iné), ktoré naopak naznačujú heterogenitu zloženia.

V súčasnosti je trend vytvárať nové názory na fyzikálne a chemické vlastnosti plášťa a procesy v ňom prebiehajúce interdisciplinárnou metódou a čo najviac komplexnými pohľadmi. Pochopenie stavu súčasného plášťa vyžaduje poznanie, aká bola alebo mohla byť jeho evolúcia a tu je už potrebné skúmať scenáre vzniku Zeme a diferenciačné procesy, ktoré v nej prebiehali. Predložená bakalárska práca predstavuje pokus o prezentovanie komplexnejších syntetizujúcich pohľadov na štruktúru, vývoj a procesy v zemskom plášti.

Obsah

Predhovor	6
Úvod	10
1 Vznik Zeme, rané štádia diferenciácie, význam rádioizotopov pre štúdium veku a určenie časových škál vývoja Zeme, geochemické rezervoáre	12
1.1 Vznik Zeme, akrecia	12
1.2 Chondritické meteority a kozmochemická klasifikácia prvkov	15
1.3 „Bulk Earth“ (BE) a „Bulk Silicate Earth“ (BSE)	19
1.4 Chemické zloženie pevnej Zeme	20
1.5 Geochemické rezervoáre pevnej Zeme – MORB, OIB	23
1.6 Vznik jadra, jeho chemické zloženie a dva akrečné scenáre	24
1.7 Rast kontinentálnej kôry – progresívny a recyklačný scenár	27
1.8 Najdôležitejšie rádioizotopové rady a vzácne plyny	30
2 Stavba Zeme, diskontinuity, fázové prechody a reologické vlastnosti plášťa	32
2.1 Vrstvy v plášti a ich fyzikálne vlastnosti	32
2.2 Hustotné diskontinuity v prechodovej oblasti a fázové prechody, Birchove zákony	39
2.3 Základné informácie o reológii plášťa	43
3 Konvekcia v plášti, platňový a plumový mód	47
3.1 Teoretické odhady	47
3.2 Platňový mód	54
3.3 Plumový mód	57
3.4 Syntéza názorov o konvekcii a geochemických rezervoároch	61
4 Záver	66
5 Zoznam bibliografických odkazov	68

Zoznam obrázkov

- Obr. č. 1 Dve základné etapy vzniku Zeme.
- Obr. č. 2 Časové škály a etapy vzniku meteoritov, lunárnych hornín a ukončenie akrecie Zeme súčasne s formovaním jadra.
- Obr. č. 3 Chemické zloženie CI uhlíkatých chodritov a solárne abundancie prvkov normované na 10^6 atómov kremíka.
- Obr. č. 4 Koncentrácia chemických prvkov v závislosti na ich kompatibilite (resp. nekompatibilite) v rôznych geochemických rezervoároch.
- Obr. č. 5 50%-né kondenzačné teploty chemických prvkov pri tlaku 10^4 barov.
- Obr. č. 6 Vývojové etapy BE a BSE.
- Obr. č. 7 Relatívne abundancie 8 najrozšírenejších chemických prvkov v pevnej Zemi ako celku.
- Obr. č. 8 Diagram hornín určených z dominantných mafických minerálov a ukážka výbrusu peridotitu.
- Obr. č. 9 Geochemické rezervoáre v plášti.
- Obr. č. 10 Ochudobnenie siderofilných prvkov v BSE voči chondritickým hodnotám.
- Obr. č. 11 Schematický rez ranej Zeme v štádiu magmatického oceánu a neskoršej diferenciacie silikátovej časti plášťa.
- Obr. č. 12 Dve verzie recyklačného a progresívneho rastu kontinentálnej kôry.
- Obr. č. 13 Neodýmové izotopové zloženie zistené v rôznych geologických vzorkách.
- Obr. č. 14 Zmeny konvektívnych režimov v plášti počas rastu CC a komplementárnemu nárastu časti DM v plášti.
- Obr. č. 15 Stavba Zeme a základné jednotky geochemických rezervoárov v plášti a s nimi súvisiace módy konvekcie a ich prejavy na povrchu Zeme.
- Obr. č. 16 Rýchlostné profily fázových rýchlostí seizmických vln.
- Obr. č. 17 Členenie Zeme na vrstvy podľa rôznych kritérií.
- Obr. č. 18 Zmeny tlaku, tiažového zrýchlenia a objemovej zvukovej rýchlosti s polomerom.
- Obr. č. 19 Závislosť rýchlosti kompresných vln (určené Birchom) na hustote pre rôzne stredné atómové hmotnosti.
- Obr. č. 20 Závislosť objemovej zvukovej rýchlosti na hustote.
- Obr. č. 21 Sekvencia tlakom indukovaných transformácií a reakcií v plášti pyrolitového zloženia a graf variácie hustotného rozdielu medzi studenou ponárajúcou sa litosférickou doskou a okolitým plášťom.
- Obr. č. 22 Náčrt zmeny hranice fázového prechodu v tele studenej litosférickej dosky pre kladný a záporný Clapeyronov sklon.
- Obr. č. 23 Obálky diferenciálnych napätí pre kontinentálnu a oceánsku litosféru.
- Obr. č. 24 Náčrt tečení hnaných subdukujúcou doskou a idealizovaný dvojdimenzionálny model tejto situácie.
- Obr. č. 25 Schematický náčrt dvoch vrstiev kvapaliny, keď hustejšia je hore a zvlnené rozhranie medzi nimi sa stane nestabilné.
- Obr. č. 26 Schematické náčrty, ktoré ilustrujú, ako prítomnosť a veľkosť spodnej tepelnej hraničnej vrstvy je ovplyvnená mechanizmami zohrievania vrstvy.
- Obr. č. 27 Sekvencia vývoja počítačového modelu klesajúcej dosky.
- Obr. č. 28 Sekvencia vývoja klesajúcej litosférickej dosky.
- Obr. č. 29 Model s meniacou sa viskozitou vo vrstvách a s vnútorným zohrievaním.
- Obr. č. 30 Lokalizácia horúcich škvŕn.
- Obr. č. 31 Schematický náčrt výdute v dôsledku plumu.

- Obr. č. 32 Teplotný profil v Zemi tesne po jej vzniku a po ochladnutí plášťa v dôsledku strát cez povrch.
- Obr. č. 33 Štruktúry v plášti získané metódami seizmickej tomografie (model SB4L18).
- Obr. č. 34 Rôzne modely konvektívnych jednotiek (dosiek a plumov) a geochemických rezervoárov.

Zoznam tabuliek

- Tabuľka 1 Prehľad známych nálezov CI uhlíkatých chondritov.
- Tabuľka 2 Odhady chemického zloženia oceánskej a kontinentálnej kôry v hmotnostných % oxidov.

Zoznam skratiek

AU	Astronomical Unit
BE	Bulk Earth
BSE	Bulk Silicate Earth
CC	Continental Crust
CMB	Core – Mantle Boundary
DMM	Depleted MORB Mantle
EM 1	Enriched Mantle 1
ERC	Enriched Recycled Crust
IA	Island Arc
Moho	Mohorovičičova diskontinuita
MORB	Mid – Ocean Ridge Basalt
Mw	Magnesiowústit
NB	Noble Gases
OIB	Ocean Island Basalt
Pv	Perovskit
RRE	Rare – Earth Elements
TBL	Thermal Boundary Layer
LVZ	Low Velocity Zone

Úvod

Plášť Zeme spolu s kôrou predstavuje približne 2 890 km hrubú vrstvu pevného materiálu. Pochopenie jeho mineralogického a chemického zloženia, o ktorom môžeme získať informácie chemickou a rádioizotopovou analýzou vzoriek pochádzajúcich zo zdrojov v jeho veľkých hĺbkach, vyžaduje simultánne skúmať možné scenáre jeho vzniku a premien až do súčasného stavu. Informácie o jeho hustotných radiálnych a laterálnych nehomogenitách môžeme spoznávať prostredníctvom objemových seizmických vln, ktoré v dôsledku zemetrasení prechádzajú cez jeho štruktúry, sú pritom odrážané a lomené na hustotných diskontinuitách. Presným vyhodnotením časov príchodov jednotlivých fáz seizmických vln máme možnosť tieto hustotné nehomogenity identifikovať. Seizmická tomografia vyžaduje spracovať obrovské množstvo údajov, v súčasnosti sú však stále dokonalejšie matematické postupy riešenia tejto obrátenej úlohy, ktoré priniesli významný príspevok k predstavám o konvekcii v plášti a jeho štruktúrach. Podstatným výsledkom seizmickej tomografie je poznatok, že klesajúce litosférické dosky prechádzajú až do spodného plášťa. Tento fakt favorizuje model celoplášťovej konvekcie. Cez rozhranie vrchného a spodného plášťa boli v oboch smeroch identifikované štruktúry, ktoré naznačujú intenzívny pohyb hmôt.

Plášť v súčasnej podobe je produktom komplikovaných procesov diferenciacie a procesov oddeľovania (frakcionácie) chemických prvkov do jednotlivých geochemických rezervoárov. Hoci je vznik Zeme v súčasnosti nejasný dokonca aj v principiálnych etapách možných scenárov, dá sa predpokladať, že už počas posledných etáp akrecie nastalo oddelenie metalického jadra, keď proto-Zem bola do veľkých hĺbok roztavená v dôsledku impaktu(-ov) veľkých telies. Toto bol prvý hlavný diferenciačný proces. Porovnaním so zložením chondritických meteorov, ktoré sú považované za najprimitívnejšie objekty v slnečnej sústave, môžeme identifikovať aj iné diferenciačné procesy, ktoré prebiehali neskôr. Ide hlavne o „vyplavenie“ ľahkej silikátovej kontinentálnej kôry, čo spôsobilo ochudobnenie vrchných častí plášťa o mnohé prvky. Vzorky tohto materiálu (MORB) môžeme nájsť v súčasných stredoocéánskych chrbtoch, kde prebieha vznik novej oceánskej litosféry a súčasne sú dôkazom toho, že konvektívne toky sa dostávajú až na povrch, aby potom po vychladnutí za desiatky (stovky) miliónov rokov v subdukčných oblastiach ich materiál klesal späť do plášťa. Litosférické dosky a konvektívny doskový plášťový mód tvoria teda jeden celok, v ktorom klesajúce dosky pravdepodobne tvoria hnací mechanizmus tohto konvektívneho módu.

Druhým módom plášťovej konvekcie je plumový mód, ktorý súvisí s nestabilitami najspodnejšej časti plášťa, tzv. D''- vrstvy, ktoré žnú stúpajúci teplý materiál nahor, často až k povrchu odkiaľ možno ich produkty chemicky analyzovať. Magmy súvisiace s plumami tvoria dosť rôznorodý materiál vytvárajúci OIB a súvisí tiež s bodmi zvýšeného tepelného toku, ktoré majú označenie horúce body (alebo škvrny). Vzorky plumov často prinášajú primordiálnu (primitívnu) informáciu a môžu byť kontaminované aj recyklovanými časťami aj kontinentálnej kôry. Všetky tieto aspekty vo vzájomných väzbách sú dnes argumentami pre pochopenie súčasného stavu v plášti, ale aj jeho vývojových etáp.

Cieľom tejto bakalárskej práce je napísať dostatočne presný a hutný text, ktorý by prezentoval súčasné názory na štruktúrne vlastnosti plášťa a ich vývoj od vzniku Zeme, na príčiny existencie geochemických rezervoárov a ich vlastnosti a na formy konvekcie v plášti. Práca má kompilačný charakter a vychádza zo súčasných monografií, ktoré boli napísané významnými vedeckými pracovníkmi vo svete.

V prvej kapitole sú naznačené možné akrecčné scenáre vzniku Zeme a pozornosť je venovaná taktiež chondritickým meteoritom, ktorých zloženie je pre mnohé analýzy plášťových vzoriek referenčným zložením. Definované sú bežne používané pojmy „Bulk Earth“ a „Bulk Silicate Earth“. Uvedená je kozmochemická analýza prvkov a vysvetlené sú mnohé pojmy, ktoré súvisia s chemickými a fyzikálnymi vlastnosťami prvkov (kompatibilita, volatilné a refraktórne

prvky, litofilné, siderofilné prvky) a s dôsledkami diferenciačných procesov (ochudobnený, obohatený). Text kapitoly sa stručne venuje vzniku metalického jadra a definuje scenár heterogénnej akrecie. Uvedené sú dva možné scenáre vzniku kontinentálnej kôry, ktorá sa vytvorila v určitých etapách po vzniku Zeme. Napokon sú posúdené metodologické možnosti určovania niektorých časových škál pomocou analýzy rádioizotopov s polčasom rozpadu porovnateľným s vekom Zeme. Súčasťou tejto časti je zdôraznenie významu izotopov vzácnych plynov v mnohých analýzách a záveroch. Kapitola vychádza z textu monografie editovanej Ian Jacksonom (Jackson, 1998).

Druhá kapitola je zameraná na stavbu plášťa a jeho seizmické diskontinuity hlavne v prechodovej oblasti. Dôležitá z hľadiska možných scenárov konvekcie je diskontinuita v hĺbke 660 km. Odvodená je Adams-Williamsonova rovnica pre homogénnu a adiabatickú Zem a uvedené sú niektoré Birchove zákonitosti fázových rýchlostí seizmických vln v závislosti na hustote a strednom atómovom čísle minerálov. Vysvetlené sú možné príčiny pohybu oceánskych studených dosiek, ktoré klesajú vlastnou tiažou do plášťa. V krátkej podkapitole sú uvedené aj niektoré základné reologické vlastnosti plášťových materiálov. Kapitola vychádza z textu druhej kľúčovej monografie G. F. Daviesa (Davies, 2001).

Tretia kapitola je zameraná na konvekciu v plášti. Vysvetlené sú základné príčiny dvoch konvektívnych módov – platňového a plumového. Na mnohých miestach sú uvedené odhady konvektívnej rýchlosti použitím charakteristických rozmerov a časov a použitím bežne používaných materiálových parametrov. Komentované sú výsledky jednoduchších modelov doskového módu a uvedené sú niektoré odhady objemového množstva materiálu prenášaného v plášťovom plume. Tri časti tejto kapitoly vychádzajú opäť z monografie Davies (Davies, 2001). Posledná časť kapitoly sa pokúša navrhnúť syntézu poznatkov z predchádzajúcich kapitol a ich častí a zdrojom pre jej text bol článok P. Tackleyho (Tackley, 2000).

V práci používame niekedy „poslovenčené“ anglické termíny, pretože doteraz v odborných kruhoch neboli stanovené ich slovenské ekvivalenty. Súčasťou práce je zoznam použitých skratiek, ktorých význam je však v texte opätovne pripomínaný.

1 Vznik Zeme, rané štádia diferenciácie, význam rádioizotopov pre štúdium veku a určenie časových škál vývoja Zeme, geochemické rezervoáre

Cieľom tejto kapitoly je vysvetliť súčasné názory na procesy vzniku Zeme, na ich fyzikálnu podstatu a časové vymedzenia, kedy tieto procesy mohli prebiehať. Nebudeme sa vôbec venovať etapám vzniku Slnka. V našej časovej analýze budeme predpokladať, že Slnko už pracuje v režime podobnom ako teraz, teda v jeho jadre začali prebiehať termonukleárne reakcie fúzie vodíka na hélium. Keďže podstatným mechanizmom vzniku Zeme je proces akrecie, je na mieste odpovedať na otázku, kedy tento proces približne začal a ako dlho trval do stavu, keď síce Zem nemala súčasnú štruktúru, ale mala približne súčasnú veľkosť. Doteraz nie je ujasnená odpoveď na principiálnu otázku, či bola akrecia homogénna alebo heterogénna. Základné argumenty, predpoklady a dôsledky sú súčasťou podkapitoly 1.6. V texte kapitoly sa budeme taktiež venovať najdôležitejším rádioizotopom, ktoré nám pomáhajú odpovedať na uvedené otázky. Pôvodné chemické zloženie a abundancie chemických prvkov v jednotlivých rezervoároch Zeme sa v čase menili procesmi diferenciácie, ktoré prebiehajú doteraz. Súčasná Zem je úplne iná, ako bola tesne po jej formovaní. Významnú informáciu o pôvodnom ranom zložení poskytujú chondritické meteority, ktoré majú svoj pôvod vzniku v nediferencovaných telesách. Kozmochemická klasifikácia chemických prvkov spolu so základnými informáciami o chondritických meteoritoch je uvedená v podkapitole 1.2. Súčasťou procesu akrecie je proces kondenzácie, keď z plynnej fázy vzniká tuhá fáza v tvare kryštálov a jemných prachových zrn. Kondenzačné teploty pri predpokladanom tlaku v solárnej hmlovine sú významným kritériom pre vysvetlenie chemického zloženia terestriálnych planét, ktoré majú odlišnú chemickú kompozíciu a zásadné rozdiely sú najmä v abundanciách chemických prvkov v porovnaní s jovialnými planétami.

V texte podkapitol 1.2–1.5 sú vysvetlené viaceré pojmy, ktoré budú používané a sú dôležité pre pochopenie etáp vývoja Zeme. Ide najmä o pojmy „refraktórne a volatilné prvky“, „siderofilné, litofilné a chalkofilné prvky“, ďalej v inom kontexte najmä o pojmy „Bulk Earth (BE)“ a „Bulk Silicate Earth (BSE)“, ku ktorým sa ťažko hľadajú príslušné slovenské ekvivalenty. Cieľom kapitoly je ďalej definovať najdôležitejšie geochemické rezervoáre, ktoré môžu mať podobné zloženie z hľadiska majoritných prvkov, ale odlišné z hľadiska stopových prvkov, resp. rádioizotopov a ich dcérskych produktov rozpadu. Informáciu o súčasnom stave zloženia terajšieho plášťa v jeho jednotlivých častiach poskytujú hlavne magmatické výlevné horniny v stredo-oceánskych chrbtoch (MORB – mid-ocean ridge basalts) a oceánske ostrovné bazalty (OIB – ocean island basalts). S nimi sú spojené aj ďalšie pojmy. Ide hlavne o pojem „ochudobnený“ (angl. depleted) a „obohatený“ (angl. enriched) rezervoár a o pojem stupeň „nekompatibility“ chemického prvku v danej zostave.

V podkapitole 1.7 je veľmi stručne podaný výklad možných scenárov vzniku kontinentálnej kôry, kde sú hodnotené možnosti recyklačného scenára alebo scenára progresívneho rastu. Napokon sa budeme v podkapitole 1.8 venovať významu rádioizotopov a vzácnych plynov pre určenie vývojových etáp Zeme.

1.1 Vznik Zeme, akrecia

Všeobecne akceptovanou hypotézou vzniku slnečnej sústavy je scenár kolapsu a fragmentácie medzihviezdneho mračna, ktoré sa postupne sformovalo do tvaru disku. Materiál v disku v dôsledku viskózných a iných procesov strácal svoj moment hybnosti a umožnil tak

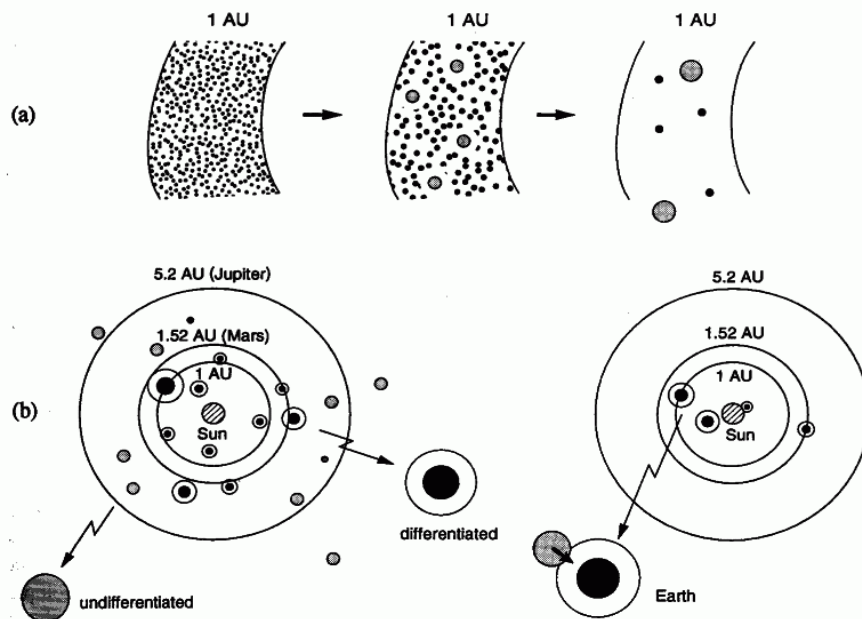
v procese gravitačného kolapsu vznik centrálnej hviezdy, Slnka. Táto fáza kolapsu trvala menej než 1 milión rokov. Len malý zlomok hmoty mračna (cca 0,1%) zostal k dispozícii pre neskoršie formovanie planét a asteroidov. Pre zmes plynu a zrn, ktoré tvorili protosolárny akréčný disk, sa zaužívalo pomenovanie solárna hmlovina. Pevné časti hmloviny (zrná) vznikali zhlukovaním drobných prachových zrníček rozmerov rádovo mikrometrov, ktoré sa sformovali z plynnej fázy vplyvom kondenzačných procesov alebo mohli byť aj interstelárneho pôvodu. Prachové častice mali tendenciu usadzovať sa do centrálnej roviny disku. V neskoršom štádiu kondenzáciu vystriedala koagulácia, kde svoju úlohu zohrávali rôzne rýchlosti usadzovania a turbulentný pohyb zrn v hmlovine. Koagulácia v dôsledku kolízií sa podieľala na vytvorení telies rozmerov v rozmedzí metrov až po kilometre, ktoré nazývame planetezimály. Na pohyb telies centimetrových rozmerov mal svoj vplyv aj brzdiaci efekt plynnej zložky mračna. Keď priemer vznikajúcich planetezimál dosiahol hodnotu 1-10 km, zodpovednosť za ďalšiu akréciu materiálu prevzalo gravitačné pôsobenie telesa. Počítačové simulácie ukázali, že nami popísaný relatívne rýchly proces akrécie „vyprodukuje“ telesá (planetárne embryá) o hmotnosti 10^{23} kg (t.j. asi 2% hmotnosti Zeme) v priebehu 10^5 rokov. Podstatným teoretickým poznatkom je, že planetezimály (resp. planéty) nerástli v procese akrécie prachu do jediného centrálneho jadra. Ďalej telesá do kilometrových rozmerov sú zložené z materiálu, ktorý bol lokálne k dispozícii, a teda by mali vlastniť chemické signatúry, ktoré sú charakteristické pre heliocentrické vzdialenosti, v ktorých vznikali. A napokon, v istom štádiu došlo zároveň v dôsledku aktivity prvotného (raného) Slnka vo fáze T-Tauri k vypudeniu jemných prachových a plynových častíc nízkych kondenzačných teplôt z hmloviny do väčších heliocentrických vzdialeností, čoho možným dôsledkom je frakcionácia volatilných prvkov. Tento „čistiaci proces“ neovplyvnil telesá metrových a kilometrových rozmerov.

V nasledujúcom štádiu gravitačne dominantné planetezimály v určitých vzdialenostiach (napr. v prípade „proto-Zeme“ to bola vzdialenosť 1 AU od Slnka) vyčistili okolitý priestor od zvyšných telies. Tento milióny rokov trvajúci proces bol zavŕšený vznikom vnútorných planét slnečnej sústavy. Významným predpokladom však je, že vo fáze akumulácie embryí mohlo byť prítomné aj radiálne premiešavanie materiálu z rôznych heliocentrických vzdialeností, takže aj materiál z asteroidálneho pásu sa mohol podieľať na formovaní Zeme. Pás asteroidov je oblasť medzi Marsom a Jupiterom vo vzdialenosti 2 – 3,2 AU, v ktorom vďaka pomerne skorému a rýchlemu sformovaniu planéty Jupiter akréčný proces neprekročil štádium planetezimál (telies hmotností 10^{21} kg) a sú to teda zvyšky planetezimál z obdobia, keď sa tvorila aj Zem. Dve základné etapy vzniku Zeme sú znázornené na Obr. 1.

Prevláda názor, že chemické a izotopové zloženie solárnej hmloviny bolo dosť homogénne. Napriek tomu súčasný výskum na rôznych vzorkách meteoritov nachádza isté izotopové nehomogenity, komentovanie ktorých presahuje rámec tejto práce. Hlavný záver z hypotézy dobre premiešanej hmloviny však je, že celý materiál solárneho systému vrátane materiálu, z ktorého vznikla Zem, je odvodený z materiálu, ktorý mal homogénne charakteristické chemické a izotopové zloženie zhodné so solárnym zložením pozorovaným v slnečnej fotosfére. Hoci solárna hmlovina mala v podstate homogénne zloženie, je dôležité ihneď zdôrazniť, že kompozičné rozdiely medzi vzorkami najmä z vnútornej časti solárneho systému (meteority) naznačujú, že musela byť prítomná v podstatnej miere chemická diferenciácia, či už počas kondenzácie alebo následnej akumulácie kondenzovanej látky do planetezimál a planetárnych embryí.

Z tejto tézy pramení metodologická dôležitosť poznania formovania slnečnej sústavy, ktorá je podstatná pre pochopenie dnešného chemického a izotopového zloženia Zeme, ktorej materiál má svoj pôvod v solárnej hmlovine. Možno predpokladať, že materiál dnešných asteroidov a materiál predchodcov planét má spoločnú ranú históriu, takže meteority odvodené od asteroidov by mali dokumentovať typ a rozsah frakcionálnych procesov, ktoré prebiehali počas raného vývoja vnútorných planét. Prekvapujúco veľké kompozičné rozdiely medzi meteoritmi

môžu potom poskytnúť bázu nielen pre pochopenie zloženia Zeme, ale aj pre navrhnutie histórie akrecie a následných procesov diferenciácie. Teda „pochopenie Zeme“ by malo začať pri meteoritoch.

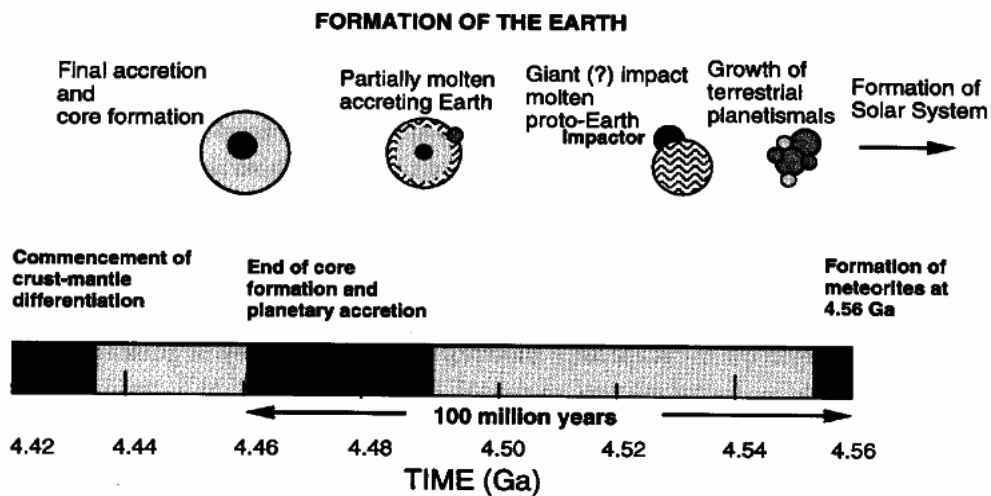


Obr. 1. Dve základné etapy vzniku Zeme. Vznik Zeme zahŕňa dva základné kroky: (a) V lokálnej zóne (angl. local feeding zone) vo vzdialenosti 1 AU sa v priebehu asi 10^5 rokov vytvorili telesá o rozmere Mesiaca alebo Marsu (planetárne embryá) v procese zrážok planetezimál kilometrových rozmerov. (b) V druhom kroku terestriálne planéty rástli vďaka kolíziám medzi týmito embryami. Táto etapa trvala milióny rokov a zahŕňa vznik telies v oblasti 0.5 – 3 AU, pričom prebiehalo miešanie materiálu aj v radiálnom smere. Planetezimály mohli byť diferencované (teda boli dostatočne zohriate, aby došlo k čiastočnému nataveniu a vzniku jadra) alebo nediferencované. Tieto rôzne telesá z rôznych heliocentrických vzdialeností sa podieľali na vzniku Zeme. Telesá z asteroidálneho pásu za 2.5 AU mohli dodať nediferencované, oxidačné a na volatily bohaté zložky v neskoršej etape akrecie. Heterogénne modely akrecie tento proces predpokladajú.

Pravdepodobne najfundamentálnejšou otázkou spojenou so vznikom Zeme je jej vek. Ťažkosti spojené s odpoveďou na túto otázku tkvejú v úplne nedostatočnom množstve geologických vzoriek z prvých 500 miliónov rokov jej histórie. Jedinými známymi pôvodnými zvyškami z obdobia pred 4,27 mld. rokov sú tzv. zirkóny zachované v archaických sedimentoch v západnej Austrálii a najstaršie známe horniny nie sú staršie ako 4 mld. rokov (Kanada).

Z predchádzajúceho textu vieme, že Zem vznikla akreciou celej hierarchie menších telies a planetezimál. Tento proces bol nevyhnutne doprevádzaný natavením a následnou diferenciáciou, ktorá viedla ku chemickej segregácii kovového jadra a silikátovej časti Zeme. Množstvo štúdií naznačuje, že väčšina meteoritov bola sformovaná v intervale medzi 4,54 – 4,57 mld. rokov. Chondritické meteority sú považované za najprimitívnejšie objekty v solárnom systéme. Podľa toho najskorší čas, v ktorom začala akrecia, je približne pred 4,56 mld. rokov. Nemenej nástojčivou je otázka, aký čas bol potrebný na (s)formovanie Zeme približne do súčasných rozmerov s tým, že prebehli aj rané štádia diferenciácie kovového jadra. Odpoveď na túto otázku je ťažká, ale sú indicie, že tento proces trval 70 – 100 miliónov rokov od (s)formovania chondritov. Počas tohto vývoja formujúca sa Zem prekonala gigantický impakt telesa veľkosti Marsu, čo viedlo ku vzniku Mesiaca. Výsledkom impaktu boli modifikácie izotopového a chemického zloženia. Jadro Zeme sa pravdepodobne sformovalo buď súčasne s akreciou alebo krátko po nej pravdepodobne pred 4,49 mld. rokov. Na Obr. 2 je tento scenár znázornený schematicky. Podľa tohto akrecia a tvorba jadra Zeme bola ukončená pred 4,46 mld. rokov, čo môžeme považovať za vek Zeme. Potom nasledovali ďalšie etapy diferenciácie

oddelením kôry od protoplášťa, ktoré budú stručne popísané v ďalšom texte.



Obr. 2. Časové škály a etapy vzniku meteoritov, lunárnych hornín a ukončenie akrecie Zeme súčasne s formovaním jadra.

1.2 Chondritické meteority a kozmochemická klasifikácia prvkov

Významným zdrojom poznatkov o zložení Zeme v období jej formovania zo solárnej hmloviny sú meteority nájdené na Zemi. Väčšina meteoritov sa sformovala (podobne ako planetezimály) pred približne 4,56 mld. rokov, ako to vyplýva z rádioizotopových geochronometrických štandardov.

Meteority možno rozdeliť do dvoch veľkých skupín na:

1. Meteority, ktoré majú svoj pôvod v materských telesách, v ktorých nastala diferenciácia (v ktorých prebehol proces oddelenia metalického jadra). Tieto meteority obsahujú produkty čiastočného natavenia, produkty zvyškov (rezíduí) po natavení, alebo pochádzajú priamo z metalických jadier planetezimál. Vzhľadom na tento pôvod tieto meteority neposkytujú informáciu o pôvodnom zložení materiálu a abundanciách chemických prvkov a ich pomerov, ktoré existovali v protoplanetárnom oblaku, pretože diferenciácia pomery zmenila.
2. Meteority, ktorých materské telesá neprekonali diferenciáciu a majú teda zachovanú priamu informáciu o chemickom zložení telies, z ktorých vznikli. Z tohto hľadiska sú mimoriadne dôležité a slúžia ako štandard pre porovnávanie zloženia vzoriek z terestriálnych geochemických rezervoárov a určovania ich evolučného vývoja.

Vzhľadom na fakt, že nás zaujíma zloženie Zeme krátko po jej vzniku, sa ďalej budeme zaoberať len nediferencovanými meteoritmi, pre ktoré je zaužívané všeobecné pomenovanie chondrity. Termín chondrit pochádza zo slova chondrula, ktoré označuje „takmer-sférický“ objekt submilimetrových až milimetrových rozmerov vzniknutý „nabaľovaním sa“ z rýchlo zohriateho a následne ochladeného prachu hmloviny¹. Prítomnosť chondrúl však nie vôbec nutnou podmienkou pre chondritické meteority a má skôr historické korene. Podľa mineralogického zloženia, stupňa metamorfózy a chemického zloženia sa chondrity delia na:

- uhľikaté chondrity,
- enstatické chondrity,

¹ príčina týchto taviacich procesov však dodnes nie je objasnená

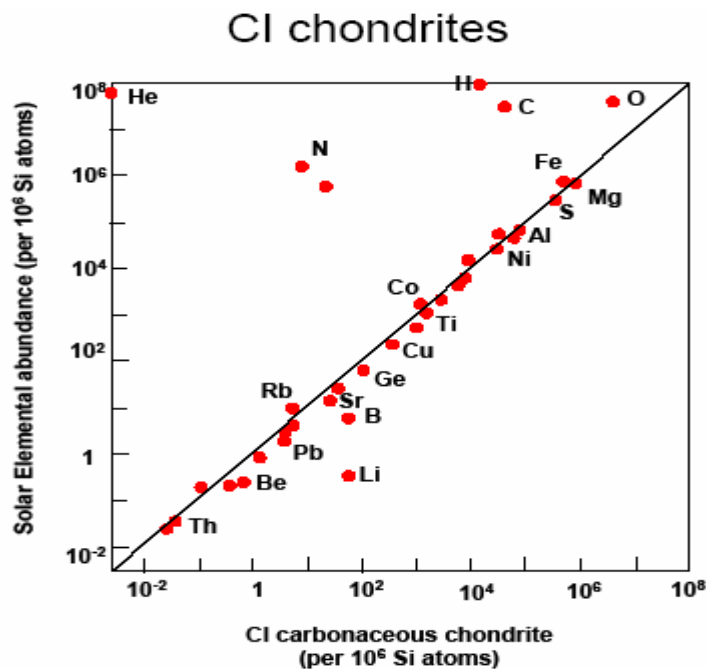
- obyčajné (angl. ordinary) chondrity,
- iné nové a menšie skupiny chondritov.

Ani toto delenie nie je konečné, uvedené štyri skupiny chondritov možno ďalej deliť na podskupiny. Jednou z podskupín uhlíkatých chondritov sú aj CI uhlíkaté chondrity. Táto podskupina, kľúčová pre náš záujem o formovanie Zeme, patrí medzi najprimitívnejšie v chemickom zmysle. Je zaujímavá tým, že spomedzi všetkých skupín a podskupín chondritov je najbohatšia na volatilné prvky (tzv. „ice-forming“ prvky (H, C, N, O) a vzácne plyny, pričom v porovnaní so solárnym zložením ich je podstatne menej) a neobsahuje chondruľy (vyše 95% ich zloženia tvoria nemetamorfované textúry nazývané matrix). Okrem volatilných prvkov však zloženie chondritov typu CI je vo veľkej zhode s chemickým zložením materiálu určeným spektrálne z fotosféry Slnka. Táto dobrá zhoda je dôvodom pre ich klasifikáciu ako najprimitívnejšie objekty, ktoré máme možnosť aj laboratórne skúmať. Na Obr. 3 je uvedený graf potvrdzujúci túto vysokú koreláciu. Do dnešných dní sa na Zemi našlo 5 meteoritov podskupiny CI. Ich prehľad podáva Tabuľka 1.

meno meteoritu	lokalita nálezu	dátum dopadu	„získané“ množstvo
Alais	Gard, Francúzsko	15.3.1806	> 6 kg
Orgueil	Tarn - et - Garonne, Francúzsko	14.5.1864	> 10 kg
Tonk	Radžastán, India	22.1.1911	7,7 g
Ivuna	Tanzánia	16.12.1938	704,5 g
Revelstoke	Britská Kolumbia, Kanada	31.3.1965	~ 1 g

Tabuľka 1. Prehľad známych nálezov CI uhlíkatých chondritov.

Je pochopiteľné, že vzhľadom na množstvo nájdeného materiálu je väčšina poznatkov o CI chondritoch získaná z výskumu meteoritu Orgueil.



Obr. 3. Chemické zloženie CI uhlíkatých chondritov a solárne abundancie prvkov normované na 10⁶ atómov kremíka.

Geochemická klasifikácia prvkov je založená na ich správaní sa pri vulkanických diferenciačných procesoch, napr. pri čiastočnom natavení alebo kryštalizácii, a teda odráža

afinitu prvku vstupovať buď do silikátových tavenín alebo silikátových kryštalických štruktúr. Veľkosť iónu prvku a jeho náboj sú kľúčové parametre, ktoré určujú toto rozdeľovacie správanie. Tendencia prvkov preferenčne vstupovať do tekutej fázy určuje stupeň ich nekompatibility. Na Obr. 4 je uvedený graf normalizovanej koncentrácie prvkov na tzv. primitívny plášť (jeho koncentrácie sú zhodné so zastúpením prvkov v chondritoch), kde na x-ovej osi sú prvky s rastúcou kompatibilitou. Krivky označujú vzorky z najdôležitejších geochemických rezervoárov, o ktorých budeme v ďalšom texte hovoriť. Vidíme, že kontinentálna kôra (v obr. ako Cont. crust) je silne obohatená o vysoko nekompatibilné prvky, ktoré musia chýbať v zdrojoch, z ktorých kôra vznikla. Ďalšou krivkou sú magmy zo stredoocéánskych chrbtov (MORB) a napokon skupina kriviek magmiem iných typov (Hawai, EM-1, HIMU), ktoré sú spoločne označované ako OIB a súvisia s jedným z dvoch módov konvekcie v plášti, ktorú tvoria tzv. „plášťové hríby“ (my však budeme používať anglický termín „plumy“).

Na rozdiel od geochemickej klasifikácie, kozmochemické vlastnosti chemických prvkov vo veľkej miere závisia od dvoch iných skutočností:

1. od ich volatility (prchavosti, pozri ďalší text) v plyne slnečného zloženia,
2. od ich afinity (náchylnosti) k buď metalickej alebo k silikátovej fáze alebo k oxidom.

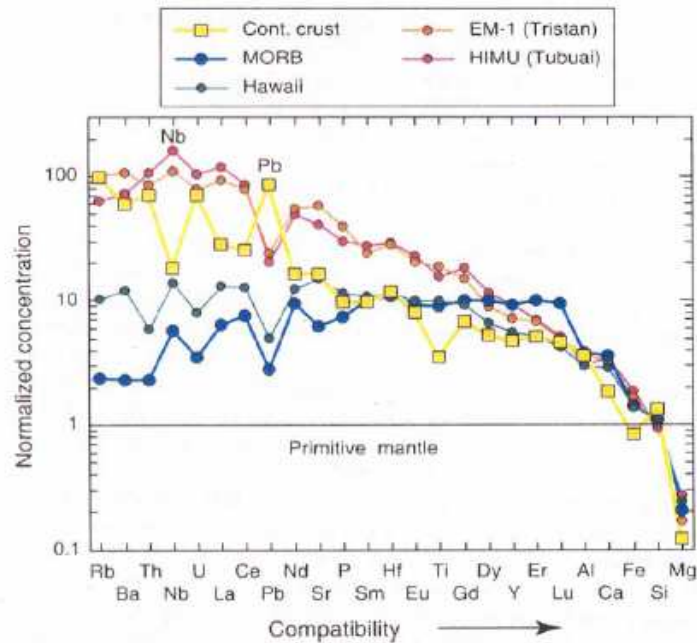
Druhá vlastnosť je veľmi významná v dvoch úplne odlišných situáciách: v prostredí solárnej hmloviny a potom v procesoch diferenciácie, keď vznikajú metalické jadrá. Teda kozmochemická klasifikácia chemických prvkov musí popísať:

- (a) rovnovážne stavy plyn/tuhá fáza alebo plyn/kvapalná fáza na jednej strane a
- (b) rovnovážne stavy kov/silikát alebo sulfid/silikát na druhej strane.

Chemické prvky možno potom klasifikovať podľa týchto dvoch základných kritérií. Najskôr sa zamerajme na kritérium (b), teda preferencie tvoriť zlúčeniny s istými skupinami prvkov. Podľa tohto kritéria delíme prvky na:

1. litofilné (gr. litos = kameň, phile = náklonnosť)
Patria sem prvky preferujúce tvorbu silikátových zlúčenín alebo oxidov, napr. Ca, Mg, Al a prvky vzácnych zemín (Rare-Earth Elements, REE).
2. siderofilné (gr. sideros = železo)
Tieto prvky preferujú tvorbu zlúčenín so železom, prípadne vstupujú ako prímiesy do minerálov železa, napr. Pt, Pd, Ir, Os, Ru, Au, Ni.
3. chalkofilné (gr. chalkos = síra)
Táto skupina prvkov sa viaže do sulfidov, napr. Se, Zn.

Na tomto mieste je vhodné objasniť ďalšie dôležité termíny. Ak sa v nejakej zdrojovej oblasti vytvoria podmienky pre diferenciáciu (teda oddelenie jedného prvku od druhého), napr. v dôsledku nekompatibility, keď nekompatibilný prvok „umiestnený v kryštálovej mriežke skôr ako porucha“ pri zvýšenej teplote preferenčne vstupuje do kvapalnej fázy, tak rezíduum tejto zdrojovej oblasti bude o tento prvok ochudobnené (angl. depleted). Naopak produkt taveniny po utuhnutí bude o tento prvok obohatený (angl. enriched). Podobne možno usúdiť, že pri vznikaní Zeme a oddelení kvapalného metalického jadra sa vrchné časti Zeme (budúci plášť) museli ochudobniť o siderofilné prvky, pretože spolu so železom boli „spláchnuté“ do jadra. Ochudobnenosť a obohatenosť je vždy určovaná relatívne vzhľadom „na niečo“, pričom často sú tieto referenčné etalóny určované podľa chondritických meteoritov vďaka ich primitívnosti (vysoký stupeň solárneho, a teda pôvodného zloženia).



Obr. 4. Koncentrácia chemických prvkov v závislosti na ich kompatibilite (resp. nekompatibilite) v rôznych geochemických rezervoároch (viď. text tejto podkapitoly a text ďalších podkapitol): kontinentálna kôra, MORB a troch typov OIB ktoré súvisia s tokmi materiálu od plumov. Koncentrácie sú normalizované na primitívny plášť, ktorého abundancie prvkov sú odvodené od chondritov.

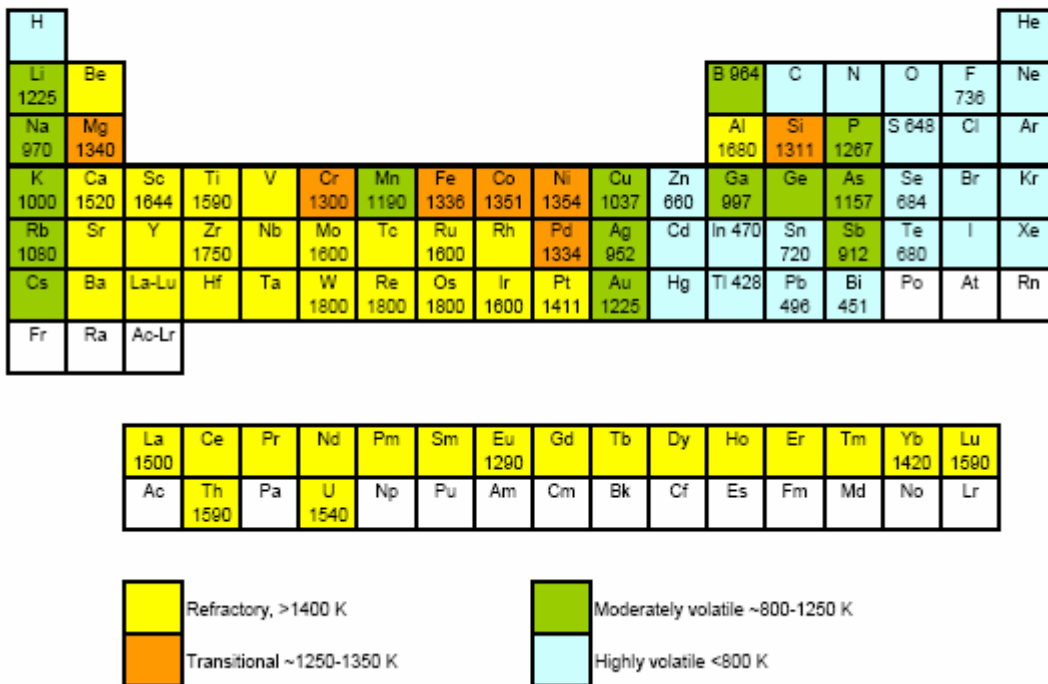
Podľa stupňa volatility (prchavosti) možno chemické prvky deliť na základe ich kondenzačných teplôt, pričom pod kondenzačnou teplotou rozumieme stav termodynamickej rovnováhy medzi tuhú fázou a plynom solárneho zloženia a pre väčšinu prvkov závisí od celkového tlaku v hmlovine pri formovaní slnečnej sústavy. Kondenzačné teploty sa určujú laboratórne a výpočtom, pričom sa udávajú ako 50%-né teploty, čo znamená, že pri tej teplote (a danom tlaku) z plynnej fázy skondenzuje 50% látky.

Rozoznávame prvky:

- refraktórne (angl. refractory components) - ich kondenzačné teploty sú vyššie ako teploty majoritných fáz v meteoritoch (t.j. Mg silikáty a kovy FeNi), od 1 800 K v prípade Re, Os, W až po 1 420 K u Yb. Okrem spomínaných sem patria ešte: Zr, Al, Ti, Lu, Tb, Ca, Ir, Ru, Mo. Všetky chondritické meteority majú identické pomery refraktórnych prvkov.
- majoritné (angl. major components) - majú podobné kondenzačné teploty, ktoré sa pohybujú v rozpätí od 1 354 K (Ni) až po 1 300 K (Cr). V tomto rozmedzí sa nachádzajú: Mg, Si, Fe, Pd. Mg silikáty a FeNi kovy tvoria minimálne 90% objemu chondritických meteoritov a sú ich najvýznamnejšou zložkou.
- stredne prchavé (angl. moderately volatile components) - ich kondenzačné teploty sú nižšie ako Mg silikáty a zliatiny Fe a Ni. Najvyššiu kondenzačnú teplotu v tejto skupine prvkov dosahuje P (1 267 K), najmenšiu S (648 K). Medzi týmito hodnotami sa nachádzajú: Li, Au, Mn, Na, K, Ga, B, Se, S.
- vysoko prchavé (angl. highly volatile components) - tieto prvky majú nižšiu kondenzačnú teplotu ako siera (už spomínaných 648 K). Patria sem: Pb, Bi, Tl.
- ľad formujúce (angl. ice forming components) - ich kondenzačná teplota je nižšia ako 300 K a sú to: H, C, N a vzácne plyny.

Na Obr. 5 sú uvedené podrobnejšie a prehľadnejšie 50%-né kondenzačné teploty pri tlaku 10 Pa.

50% condensation temperatures (pressure 1E-4 bars)



Obr. 5. 50%-né kondenzačné teploty chemických prvkov pri tlaku 10^{-4} barov, teda 10 Pa, ktorý je reprezentatívny pre kondenzačné procesy v solárnom disku na začiatku procesu akrecie.

V chondritoch je potvrdená korelácia medzi ich vzrastajúcim ochudobnením o volatilné prvky a klesajúcou kondenzačnou teplotou. Najbohatšie na zastúpenie ľad formujúcich prvkov (H, C, N) sú CI chondrity. Zem má až na najviac volatilné (t.j. ľad formujúce prvky) rovnaké izotopické zloženie ako zvyšok materiálu v slnečnej sústave vrátane nediferencovaných meteoritov (chondritov). Z tohto faktu môžeme usudzovať jeho rovnaký (spoločný) pôvod v „premixovanej“ slnečnej prahmlovine. Silne volatilné prvky nemohli skondenzovať v malých vzdialenostiach od Slnka a aktivitou Slnka boli „odfúknuté“ do väčších vzdialeností, kde sa nahromadili a skondenzovali v jovialných planétach. Napokon možno zovšeobecniť, že kozmochemické vlastnosti volatility-refraktórnosti určovali diferenciáciu v nebulárnej hmlovine a vlastnosti litofilne-siderofilne determinovali diferenciáciu planetárnu.

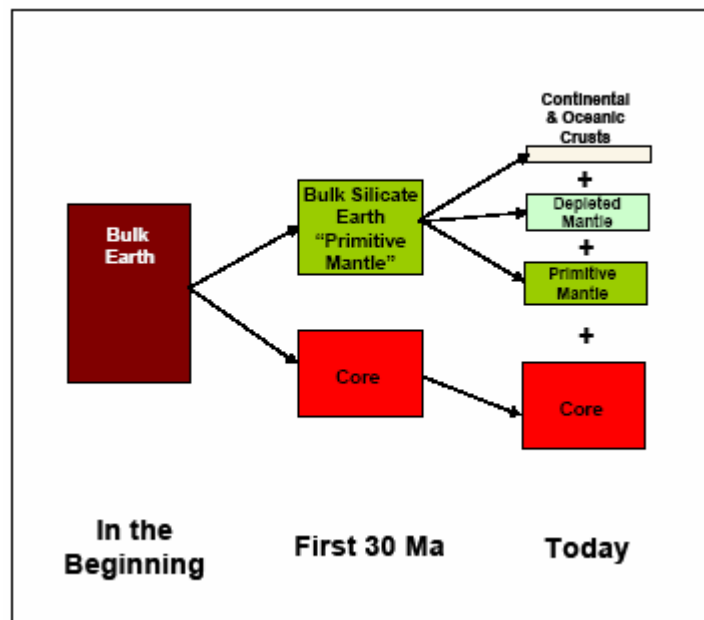
1.3 „Bulk Earth“ (BE) a „Bulk Silicate Earth“ (BSE)

Ako sme už spomínali v podkapitole 1.1, Zem sa sformovala akrečným procesom zo solárnej hmloviny. Zem pri svojom vznikaní (cca pred viac ako 4,55 mld. rokov) nebola hneď diferencovaná na rôzne vrstvy a kovové jadro sa ešte neoddelilo od silikátového „zvyšku“. Toto štádium vývoja Zeme sa označuje termínom „Bulk Earth“². V priebehu prvých 30 miliónov rokov života Zeme došlo k oddeleniu kovového jadra (prevažne tvoreného železom, podieľajúcom sa 32%-tami na celkovej hmotnosti Zeme) od „primitívneho plášťa“. Tento (starý) plášť v ďalšom vývoji podľahol diferenciácii a z neho vznikli: pevninská a oceánska kôra,

² Neexistuje slovenský ekvivalent pre termín „Bulk Earth“ (BE), preto ho budeme v tejto práci používať v anglickej verzii.

ochudobnený plášť vo vrchných častiach a primitívny plášť v spodných častiach plášťa.

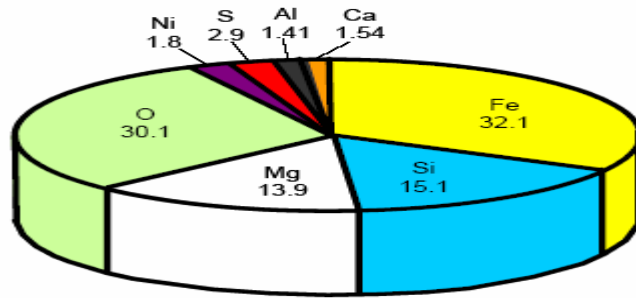
Tento model „starého“ primitívneho plášťa, vzhľadom na skutočnosť, že jeho dominantnou zložkou bol kremík a jeho zlúčeniny (silikáty), označujeme termínom „Bulk Silicate Earth“ (BSE), t.j. v BSE je zmiešaný dnešný plášť a kôra. Inými slovami, BSE zodpovedá stavu vývoja Zeme, keď bolo jadro už oddelené, ale nebola oddelená kontinentálna kôra. Predpokladá sa, že jadro a BSE sú chemicky izolované a tento stav trval aj počas väčšiny histórie Zeme. Tento predpoklad je potvrdený faktom, že nedošlo k žiadnym významnejším zmenám v percentuálnom obsahu siderofilných prvkov v horninách plášťa. Dôsledkom tejto chemickej izolácie jadra od plášťa je skutočnosť, že nemáme žiadne možnosti priamo geochemicky skúmať jadro prostredníctvom nejakých vzoriek, ktoré sa dostanú na povrch. Sme tak odkázaní len na rôzne nepriame geofyzikálne metódy založené prevažne na analýze seizmických vln, gravimetricky a napokon aj analýzou a meraním geomagnetického poľa. Na Obr. 6 je uvedený časový sled, hlavné etapy diferenciácie a vývojové etapy BE a BSE. Treba poznamenať, že vo vedeckej literatúre neustále prebieha diskusia o vývojovej etape, resp. stave BSE a jeho objemovej kompozícii.



Obr. 6. Vývojové etapy BE a BSE. „Na začiatku bola BE“, po oddelení jadra ostal primitívny plášť (BSE) a v poslednej etape sa oddelila kôra.

1.4 Chemické zloženie pevnej Zeme

Ak sa na zloženie pevnej Zeme (jadro, plášť a kôra) pozrieme z pohľadu abundancií 8 najviac zastúpených chemických prvkov, ktoré tvoria 99% hmotnosti Zeme, získame „graf“ podľa Obr. 7.



Obr. 7. Relatívne abundancie 8 najrozšírejších chemických prvkov v pevnej Zemi ako celku, ktoré tvoria 99% jej hmotnosti.

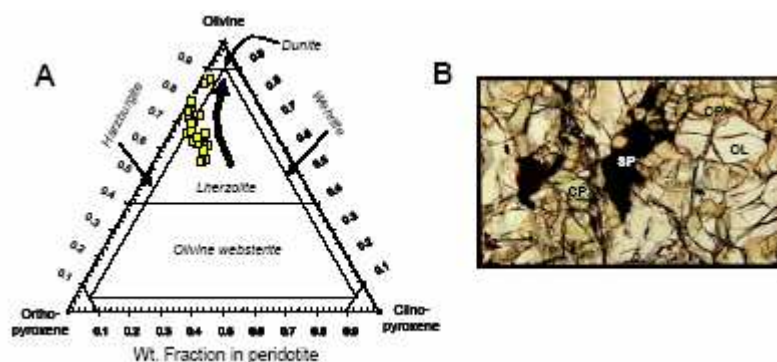
Vidíme, že dominantné sú štyri prvky: železo (32,1%), kyslík (30,1%), kremík (15,1%) a horčík (13,9%). Keďže však zemské jadro tvorí približne 32,5 % hmotnosti Zeme a pri zohľadnení faktu, že väčšina železa sa nachádza v jadre, prídeme k záveru, že dominujú “zvyšné” prvky: O (44%), Mg (23%), Si (21%), Ca (2,5%), Al (2,4%).

Ako už bolo uvedené v podkapitole 1.3, kôra a plášť dnešnej Zeme, spolu tvoriace BSE, nepredstavujú homogénny celok, ale komplex rezervoárov s odlišnými chemickými a fyzikálnymi vlastnosťami. V nasledujúcich riadkoch si najskôr popíšeme dve hlavné časti BSE: plášť a kôru.

A) Plášť

Zemský plášť má nasledovné zastúpenie chemických prvkov: O (44,8 hm. %), Si (21,5%), Mg (22,8%), Fe (5,8%), Ca (2,3%), Al (2,3%), Na, K. Tieto prvky sa v plášti nachádzajú v prevažnej miere v zlúčeninách, pričom v plášti dominuje nasledovných 5 oxidov: SiO_2 , MgO , FeO , Al_2O_3 , CaO . Vrchná časť zemského plášťa je zároveň ochudobnená o nekompatibilné prvky, pričom má však v porovnaní s kontinentálnou kôrou relatívne vyššie zastúpenie Mg a Fe.

Určiť mineralogické členenie plášťa predstavuje vzhľadom na jeho hrúbku a hustotnú nehomogenitu zloženia (prejavujúcou sa existenciou významných fyzikálnych seizmických diskontinuit v rozličných hĺbkach spôsobených fázovými prechodmi) tvrdší oriešok. Všeobecne možno povedať, že v ňom dominujú mafické minerály: olivíny ($(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$), pyroxény ($(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Fe})_2\text{Si}_2\text{O}_6$) a granáty, pričom tu nenájdeme nízkotlakové modifikácie SiO_2 (kremeň). Dva dominantné horninotvorné minerály (olivíny a pyroxény) majú také zastúpenie, že z petrologického hľadiska plášť hodnotíme ako peridotický. Na Obr. 8 je uvedený diagram pre horniny zložené z olivínov (Ol), ortopyroxénov (Opx) a klinopyroxénov (Cpx) (Opx a Cpx majú rôzne kryštalografické sústavy). Peridotity sú „zmesi“ týchto minerálov, ak je Ol dominantnejší (oblasť nad vodorovnou čiarou v prostriedku trojuholníka). Spodnú časť diagramu predstavujú pyroxenity. Na tomto mieste je vhodné poznamenať, že olivíny, ktoré sú vlastne tvorené tuhými roztokmi forsteritu Mg_2SiO_4 a fayalitu Fe_2SiO_4 , dominantne ovplyvňujú fyzikálne vlastnosti plášťa. V 2. kapitole sa budeme venovať ich fázovým prechodom, ktoré v plášti vytvárajú seizmické diskontinuity v hĺbkach 410 km, 520 km a 660 km. Zvlášť dôležitý je fázový prechod v 660 km hĺbke, ktorá tvorí rozhranie medzi vrchným a spodným plášťom. Pyroxény taktiež podliehajú fázovým prechodom, ale nevytvárajú dostatočne ostré hustotné diskontinuity, čím sú seizmicky nedetekovateľné. Olivíny určujú aj reologické vlastnosti plášťa, pretože sú dominantné v jeho objeme a sú reologicky „najslabšie“.



Obr. 8. (A) Diagram hornín určených z dominantných mafických minerálov (Ol, Cpx, Opx). (B) ukážka výbrusu peridotitu.

B) Zemská kôra³

Dominantnými chemickými prvkami zemskej kôry sú O, Si, Al⁴, Fe, Ca, Mg, K, Na. Tieto prvky sa taktiež prevažne zlučujú do oxidov, pričom v kôre sú z oxidov (z hľadiska percentuálneho zastúpenia) najvýznamnejšie: SiO₂, Al₂O₃, CaO, MgO, Na₂O, FeO, K₂O. Okrem uvedených prvkov sa v kôre nachádzajú aj chemické prvky, ktoré netvoria významné zastúpenie z hľadiska hmotnostných percent. Sú to najmä nekompatibilné prvky (Cs, Rb, Ba, U, Th, K), o ktoré je ochudobnený zemský plášť a samozrejme mnohé ďalšie prvky a ich zlúčeniny. Ak porovnáваме zastúpenie prvkov v kôre s plášťom, môžeme si všimnúť relatívne vyššie zastúpenie (v porovnaní s plášťom) prvkov Si a Al.

Zemskú kôru môžeme ďalej diferencovať na oceánsku a kontinentálnu, ktoré sa vzájomne okrem hrúbky a veku líšia aj mineralogickým zložením. Čo majú “obe kôry” spoločné, je prevažujúce zastúpenie silikátových felzických minerálov, najmä kremeňa (SiO₂) a skupiny živcov (Na, Ca, K) AlSi₃O₈. Rozdielnosti spočívajú v rôznom percentuálnom zastúpení jednotlivých zlúčenín – kontinentálna kôra je bohatšia o SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Na₂O, K₂O, t.j. má väčšie zastúpenie skupiny kremeňov a živcov ako je tomu u oceánskej kôry, ktorá obsahuje viac mafických hornín, čím má zároveň väčšiu hustotu. V Tabuľke 2 je uvedený prehľad významných oxidov v oboch typoch kôr (v hmotnostných %).

Estimates of the Chemical Composition of the Crust (Weight Percent)

Oxide	Oceanic Crust	Continental Crust	
	(1)	(2)	(3)
SiO ₂	47.8	63.3	58.0
TiO ₂	0.59	0.6	0.8
Al ₂ O ₃	12.1	16.0	18.0
Fe ₂ O ₃	—	1.5	—
FeO	9.0	3.5	7.5
MgO	17.8	2.2	3.5
CaO	11.2	4.1	7.5
Na ₂ O	1.31	3.7	3.5
K ₂ O	0.03	2.9	1.5
H ₂ O	1.0	0.9	—

(1) Elthon (1979).

(2) Condie (1982).

(3) Taylor and McLennan (1985).

Tabuľka 2. Odhady chemického zloženia oceánskej a kontinentálnej kôry v hmotnostných % oxidov. (Anderson, 1989, s.48)

³ tvorí 0,6 hmotnostných % BSE

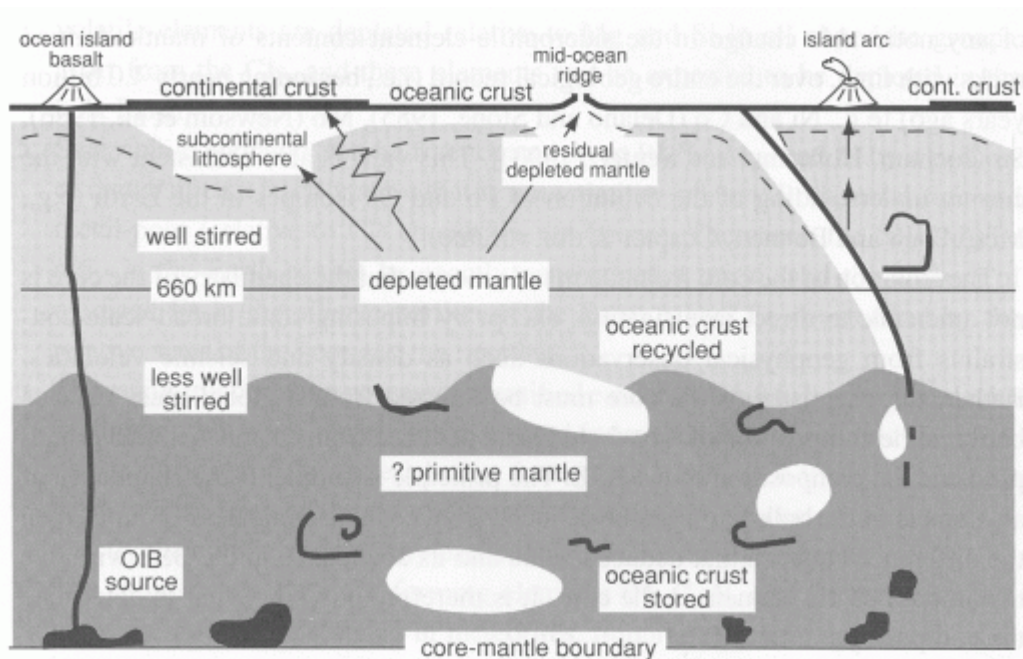
⁴ Práve pre vysoké zastúpenie hliníka (Al) sa v minulosti zemská kôra označovala aj “sial”, na rozdiel od plášťa “sima” (od anglických slov “silica” a “magnesia”).

1.5 Geochemické rezervoáre pevnej Zeme – MORB, OIB

Ako vyplýva z predchádzajúcich podkapitol, BSE nepredstavuje chemicky homogénny celok. Pri podrobnejšej analýze možno identifikovať niekoľko geochemických rezervoárov:

- kontinentálna kôra,
- subkontinentálny litosférický plášť,
- oceánska kôra,
- suboceánska litosféra,
- ochudobnený “premiešaný” vrchný plášť,
- obohatený heterogénny spodný plášť,
- nediferencovaný primitívny plášť⁵.

Vyvstáva otázka, ako definovať “geochemický rezervoár”. Pre naše účely budeme geochemickým rezervoárom nazývať “časť” BSE s určitým charakteristickým zložením a vlastnosťami, pričom tieto osobitné oddelené (distinktné) oblasti majú hranice a navzájom sa svojim zložením odlišujú. Geochemické rezervoáre v plášti a ich vzájomné väzby najlepšie dokumentuje Obr. 9. Nepredstavuje nejakú konkrétnu morfológickú a „geografickú“ umiestnenú situáciu v plášti, jednotlivé objekty nie sú reálne rozmerovo škálované, ale poskytuje integrovaný obraz o geochemických rezervoároch. Obrázok ďalej súvisí aj s textom v 2. kapitole a v 3. kapitole, ktorý je zameraný na definovanie dvoch konvektívnych módoch v plášti, a to platňového a plumového.



Obr. 9. Geochemické rezervoáre v plášti. Dve geofyzikálne definované hranice majú geochemický význam:

(1) hranica medzi litosférou (pevná tepelná hraničná vrstva pri povrchu) a dobre premiešaným vrchným plášťom a (2) seizmická diskontinuita v 660-km hĺbke, oddeľujúca vrchný a spodný plášť. Ochudobnený vrchný plášť je zdrojom MORB-ov a jeho ochudobnenie vzhľadom na primitívny plášť bolo spôsobené extrakciou kontinentálnej kôry. Je nerozriešený problém, v akom rozsahu je spodný plášť primitívny, pretože cez rozhranie 660 km dochádza k prenosu hmôt a teda k istému premiešavaniu.

⁵ jeho existencia a hĺbkový rozsah je však predmetom mnohých súčasných teoretických štúdií s rôznymi závermi

Na obrázku vidíme, že „oknom“ do plášťa sú tri dominantné zdroje magmatických vzoriek, ktorých chemická analýza stopových prvkov a rádioizotopov prináša o ňom významné informácie. Sú to MORB-y (angl. mid-ocean ridge basalts) v stredoocéánskych chrbtoch, kde z vrchného plášťa prichádza v tzv. pasívnych stúpajúcich tokoch (angl. upwellings) ochudobnený materiál vrchného plášťa. Je ochudobnený o nekompatibilné prvky, ktoré boli uložené v kontinentálnej kôre po jej vzniku. Z hľadiska týchto prvkov sú kontinentálna kôra (CC) a ochudobnený vrchný plášť (depleted MORB mantle – DM, alebo tiež DMM) komplementárne, teda „čo chýba“ v DMM, „prevyšuje“ v CC.

Ochudobnený vrchný plášť, ktorý sa nachádza pod litosférou, má vďaka premiešaniu materiálu, ktorý obsahuje, rovnorodé chemické zloženie. Materiál MORB-ov sa na povrch dostáva v miestach, kde je oceánska kôra tenká (divergentné zóny medzi tektonickými platňami, akou je napríklad stredoocéánsky chrbát v Atlantickom oceáne; celková dĺžka divergentných zón je asi 60 000 km). V stredoocéánskych chrbtoch dochádza k formovaniu novej oceánskej kôry. V konvergentných oblastiach subdukčných zón sa vychladnutá litosférická doska môže ponárať do plášťa. Pri tomto procese sa môžu stopové prvky aj z kontinentálnej kôry späť recyklovať do plášťa, a teda sa môžu vytvárať aj oblasti kontaminované nekompatibilnými prvkami. Vzorky magiem ostrovných oblúkov za subdukčnými zónami (angl. island arc) majú menší význam, pretože sú silne kontaminované materiálom kontinentálnej kôry.

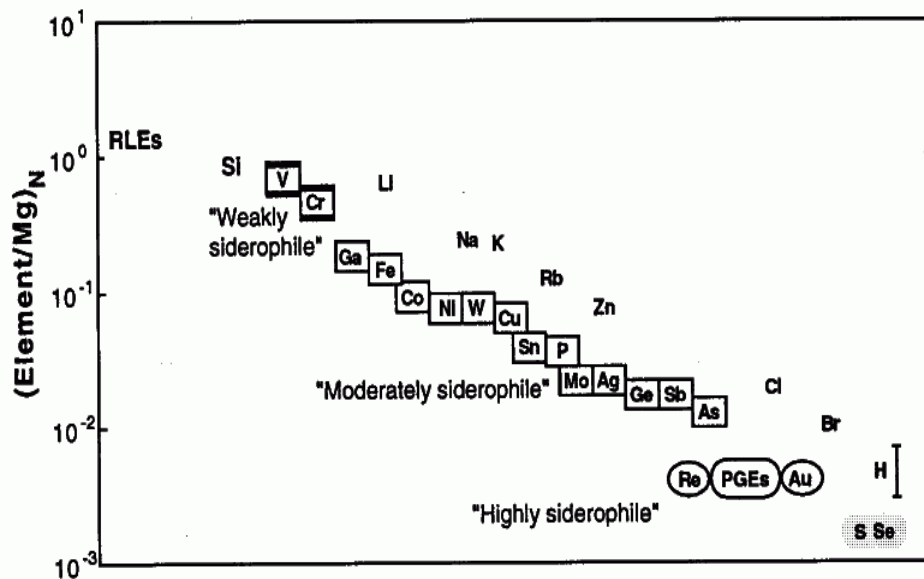
Iným geochemickým rezervoárom je obohatený najspodnejší plášť, ktorý je zdrojom OIB, pomerne rôznorodého bazaltického materiálu ostrovov a súostroví v oceánoch a aj väčších oblastí vulkanických „provincií“ (napríklad Aleuty, Havajské ostrovy, Dekanská plošina v Indii, a pod.). Rezervoár OIB má pravdepodobne svoj pôvod na rozhraní jadro-plášť (CMB hranica) v najspodnejšej časti plášťa v tzv. D''- vrstve a na povrch sa dostáva materiál v podobe plumov na miestach, ktoré nazývame horúce škvrny (hot spots). OIB umožňujú skúmať zloženie spodných častí plášťa a analýzy vzoriek naznačujú, že v spodnom plášti sú aj primitívne oblasti.

1.6 Vznik jadra, jeho chemické zloženie a dva akrečné scenáre

Podrobnejšie vysvetlenie vzniku jadra, teda segregácie metalických zložiek od chondritického silikátového materiálu, vyžaduje komplikované odhady a výpočty vo väzbe na termodynamické rovnováhy medzi kovom a silikátom, ktoré závisia od tlaku, a teda od veľkosti telesa, kde by mohli prebiehať; ďalej vyžaduje výpočty rôznych partičných koeficientov, ktoré určujú, aká časť nejakého prvku zostane v silikáte a aká prejde do taveniny, pričom tieto koeficienty závisia od tlaku, často od prítomnosti kyslíka a od iných podmienok. Nedostatočne experimentálne určené partičné koeficienty pre vyššie tlaky a teploty spôsobili nesprávne uzávery. Teoretické výpočty treba posudzovať vo vzťahu k veľkému množstvu geochemických analýz a vedeckých názorov v publikáciách. Preto táto problematika je nad rámec tejto práce, sústredíme sa iba na najpodstatnejšie fakty.

Vznik jadra úzko súvisí s akreáciou Zeme nielen z pohľadu pravdepodobnej súslednosti týchto procesov, ale aj z možnosti rozsúdenia, ako vlastne akrečia prebiehala. Rozhodujúce postavenie v týchto teoretických úvahách zohrávajú siderofilné prvky, ktoré vďaka svojim fyzikálno-chemickým vlastnostiam uprednostňovať väzbu na železo môžu pri analýze ich obsahu v BSE odpovedať na viac otázok. Na Obr. 10 sú znázornené (normované na Mg) relatívne množstvá siderofilných prvkov v prostredí BSE voči rovnako definovanému pomeru pre chondrity. Na grafe sú siderofilné prvky (je ich asi 30) rozčlenené podľa stupňa „siderofilnosti“. Vysoko siderofilné prvky majú partičný koeficient udávajúci ich pomer v tavenine a silikáte viac ako 10^5 , teda majú silnú tendenciu vstupovať do taveniny, pričom graf ukazuje, že ich ochudobnenie v BSE voči chondritom je určené faktorom okolo 250 (na grafe sú umiestnené pod

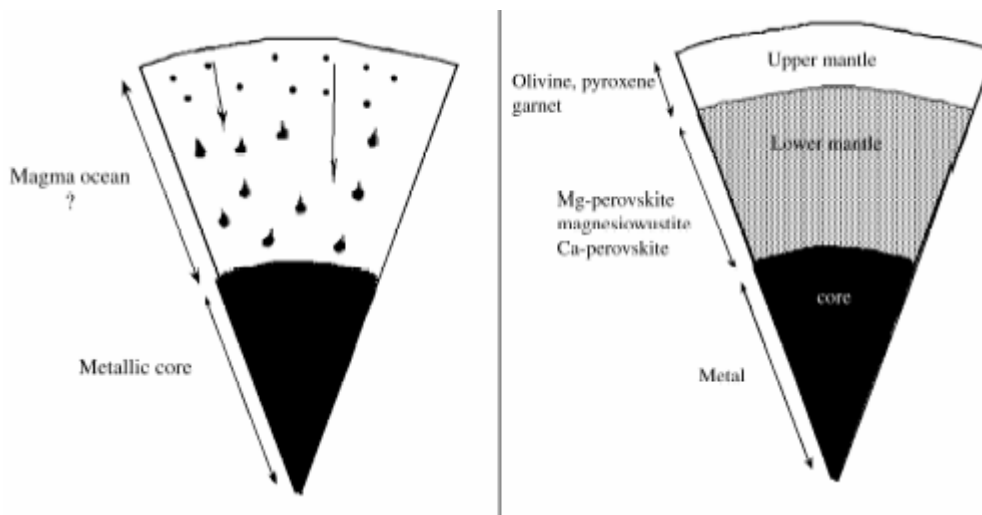
hodnotou 10^{-2}). To znamená, že ich je v BSE viac ako vyplýva z ich siderofilnosti. Vysvetlenie tohto paradoxu viedlo k názoru, že tieto prvky boli dodatočne pridané v procese akrécie (angl. tzv. late veneer, t.j. vo voľnom preklade „neskorá povrchová dyha“) až potom, čo sa kov spolu so siderofilnými prvkami, ktoré pri tejto segregácii boli k dispozícii, oddelil do jadra.



Obr. 10. Ochudobnenie siderofilných prvkov v BSE (voči chondritickým hodnotám, označuje to index „N“). V BSE je siderofilných prvkov viac, ako odpovedá ich partičným koeficientom kov/silikát.

Ako sme už spomenuli, proces vzniku jadra je v podstate proces segregácie (oddeľovania) roztavených metalických (kovových) zložiek chondritického materiálu od silikátových, za ktorým nasledovalo usadzovanie hustejšieho materiálu do centra planetárneho telesa. Nie je celkom jasné, či na účinný a efektívny priebeh segregácie je potrebné aj kompletne roztavenie silikátovej zložky alebo postačuje len jej časť. Najpravdepodobnejšie je, že podmienky nutné pre vytvorenie jadra v Zemi by mali nastať v ranom „magmatickom oceáne“, o ktorom sa uvažuje, že vznikol po gigantickom impakte veľkého telesa v posledných štádiách akrécie. Ostrý nárast solidus teploty s tlakom v plášti znamená, že rozsiahle natavenie spodného plášťa by malo byť doprevádzané veľmi vysokými teplotami na povrchu, a teda aj rýchlymi stratami tepla v dôsledku vyžarovania. Každý kov prítomný v magmatickom oceáne by mal byť v tvare kvapiek, kde odhad ich veľkosti je asi 1 cm. Tento magmatický dážď postupne „vypršal“ smerom na dno oceánu. Obr. 11 ilustruje tento proces. Nevylučuje sa aj možnosť, že „bazén“ sa vyprázdnil v tvare mohutného diapíru. Vo viacerých vetách v tomto texte sme použili podmienovací spôsob, pretože mnohé aspekty nie sú jasné a názory sú v neustálom vývoji.

Empirický fakt existencie magmatických železných meteoritov znamená, že proces vzniku jadra je možný u asteroidálnych telies. Nutnou podmienkou pre sformovanie jadra v telesách veľkostí asteroidov je zohriatie na dostatočnú teplotu potrebnú na roztavenie celej kovovej fázy; najpravdepodobnejším zdrojom tepla bol rádioaktívny rozpad krátkožijúcich izotopov (napr. ^{26}Al , ^{60}Fe a pod.). Existencia jadra u asteroidov vzdialených cca 2,5 AU od Slnka implikuje veľkú pravdepodobnosť, že v planetezimálach vo vzdialenosti 1 AU došlo k procesu formovania jadra aj v dôsledku väčšej teploty pri menšej vzdialenosti od materskej hviezdy. V procese vzájomných zrážok planetezimál aj u takých, ktoré nemali dostatok tepla potrebného na „prebehnutie“ formovania jadra, zrážka mohla potrebnú energiu dodať. Z výpočtov sa ukázalo, že ak dosiahne teleso („planetárne embryo“) veľkosť rádovo 10^{23} kg (t.j. cca 2% hmotnosti Zeme), impakty planetezimál zabezpečia dostatočnú energiu na lokálne roztavenie materiálu, pričom pokles „kovových kvapiek“ účinkami gravitačnej sily generuje teplo, ktoré následne roztavuje ďalší a ďalší materiál.



Obr. 11. Schematický rez ranej Zeme v štádiu magmatického oceánu a neskoršej diferenciacie silikátovej časti plášťa.

Bez ohľadu na vyššie spomenuté komplikované procesy súvisiace s formovaním jadra počas akrecie môžeme jednoznačne geofyzikálnymi prostriedkami postulovať, že Zem má kvapalné jadro. Predovšetkým údaje získané z analýzy zemetrasení a časov príchodu jednotlivých fáz seizmických vln jasne potvrdzujú, že v hĺbke $2\,895 \pm 5$ km je výrazná hustotná diskontinuita v oblasti CMB. Je to určite najdramatickejšia diskontinuita v Zemi, ktorá má charakter chemickej a fázovej diskontinuity. Výpočty a pozorovania momentu zotrvačnosti Zeme, ktorý je funkciou rozloženia hmoty vzhľadom na rotačnú os, jednoznačne potvrdzujú, že vo vnútri Zeme je materiál vyššej hustoty, ktorá sa nemôže dosiahnuť len púhym nárastom hustoty s rastúcim tlakom (väčšina hornín na povrchu má hustoty v rozmedzí $2,5 - 3$ g/cm³ a priemerná hustota Zeme je $5,5$ g/cm³, vo vnútri Zeme teda je materiál s oveľa vyššou hustotou). Napokon existencia magnetického poľa Zeme a jeho sekulárne variácie taktiež dokazujú, že vo vnútornej časti Zeme pracuje geodynamo, ktoré dostatočne efektívne funguje len vo vysoko elektricky vodivej (kov) pohybujúcej sa kvapaline. Z laboratórnych pokusov a vyhodnotenia fázových rýchlostí pozdĺžnych seizmických vln sa ukázalo, že zemské jadro vykazuje približne 10 ± 2 %-ný deficit hustoty (t.j. má menšiu hustotu), ako keby bolo tvorené len zliatinou železa a niklu. Z toho sa usúdilo, že vonkajšie jadro musí obsahovať aj prímes ľahšieho prvku; do úvahy prichádzajú H, C, N, O, Si, S. Možno potom uviesť, že jadro je zložené z 85% Fe, 5% Ni a cca 10 % ľahších zložiek. Rôzne geochemické argumenty však vedú k uzáveru, že žiaden kandidát z nich nemôže "sám" vyriešiť hustotný problém.

Na záver tejto podkapitoly stručne uvedieme dva základné scenáre akrecie. Rozdiely v postulovaní týchto scenárov sú v podstate vo vysvetlení abundancií siderofilných prvkov v BSE. Scenár homogénnej akrecie predpokladá, že akrecia prebehla len z materiálu, ktorý bol k dispozícii v heliocentrickej vzdialenosti 1 AU, teda z materiálu jedného typu. Termodynamické rovnováhy kov/silikát sa ustanovili v podmienkach nízkych tlakov v planetezimálach alebo malých planetárnych embryách, pričom nenastalo obnovovanie rovnováh kov/silikát v procese následného pokračovania akrecie cez hierarchiu telies rôznej veľkosti. Komplikovanosť celého procesu segregácie metalickej časti silne závisí od tlaku, preto v malých telesách prebiehala inak ako v telesách väčších. Scenár homogénnej akrecie má určité problémy vo vysvetlení abundancií siderofilných prvkov v BSE.

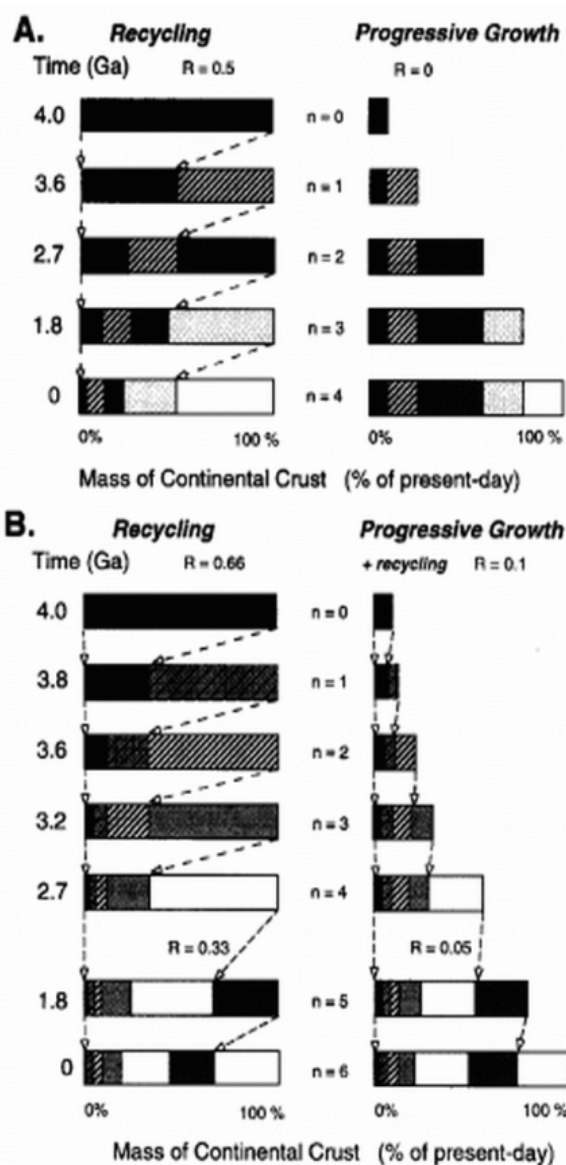
Modely heterogénnej akrecie sú v mnohých aspektoch podobné, ich spoločná vlastnosť je, že abundancie siderofilných prvkov vznikli z materiálu pridaného z oblasti mimo 1 AU. Heterogénny scenár má tri etapy:

1. Akrecia prvých 85-90% Zeme (proto-Zem) prebehla z planetezimál z „domáceho“ materiálu v solárnej hmlovine vo vzdialenosti 1 AU. Tento materiál bol chudobný na volatily a mal redukčné chemické vlastnosti. Pri tvorbe jadra boli všetky stredne a vysoko siderofilné prvky stiahnuté z plášťa proto-Zeme do jadra spolu temer so všetkým Fe.
2. Potom bol pridaný externý materiál (10-15% hmotnosti Zeme) pravdepodobne impaktom jediného veľkého telesa. Tento materiál bol bohatší na volatily a bol oxidačný. Pravdepodobne mal pôvod z väčších heliocentrických vzdialeností. Síra bola z tohto materiálu oddelená do jadra vo forme sulfidov v priebehu druhej etapy formovania jadra. Výsledkom tohto impaktu bolo súčasne nastavenie abundancií stredne siderofilných prvkov v BSE.
3. Napokon prebehlo dokončenie formovania Zeme v procese „late-veener“, (angl. „veener“ znamená politúra, dyha) o hmotnosti 0,6% hmotnosti Zeme, a tento materiál nastavil v BSE abundancie vysoko siderofilných prvkov a aj síru.

1.7 Rast kontinentálnej kôry – progresívny a recyklačný scenár

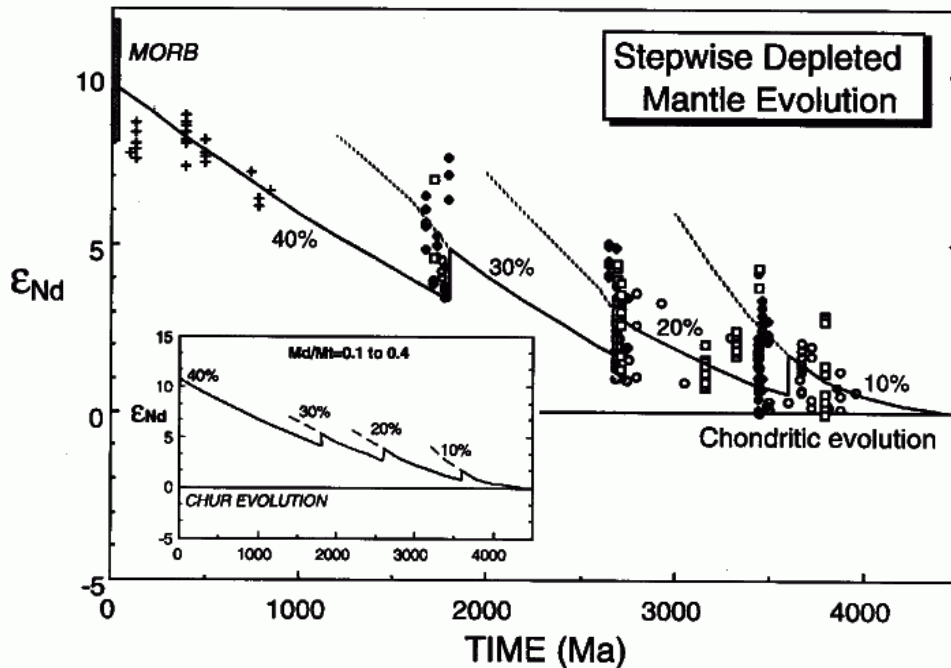
Hoci kontinentálna kôra (CC) tvorí len 0,6% hmotnosti Zeme, je najväčším rezervoárom vysoko nekompatibilných litofilných prvkov (odhaduje sa až 50%). Formovanie kontinentálnej kôry je v podstate jediným najdôležitejším výstupom alebo „oknom“ do rekonštrukcie diferenciácie plášťa a evolučného vývoja jeho ochudobňovania (ochudobňovanie sa viaže na nekompatibilné prvky, ktoré preferenčne vstupovali do magiem, z ktorých sa vytvorila kontinentálna kôra). Rast kontinentálnej kôry bol však zrejme doprevádzaný aj jej deštrukciou a recykláciou späť do plášťa. Tento fakt spôsobuje, že jednoznačne a úplne nie je definovaný scenár jej vzniku. Existujú dva veľmi odlišné scenáre rastu kontinentálnej kôry. Podľa prvého kontinentálna kôra rástla postupne a recyklovaná časť bola zanedbateľná. Tento scenár sa nazýva progresívny. Alternatívny scenár je recyklačný scenár, podľa ktorého kontinentálna kôra sa sformovala asi pred 4 mld. rokov temer do súčasnej veľkosti, pričom recyklovaná časť bola veľká a bola nahradzovaná novými rastovými dodatkami tak, že celková hmotnosť sa nemenila. Recyklačný model je z hľadiska celkovej hmotnosti CC teda stacionárny. Na Obr. 12 je uvedený schematický diagram oboch scenárov v dvoch verziách. Parameter R označuje množstvo CC, ktoré bolo recyklované. V časti A je pre recyklačný model hodnota $R = 0,5$ a pre progresívny model $R = 0$. Vo verzii B sa v recyklačnom modeli mení parameter R z hodnoty $R = 0,66$ na hodnotu $R = 0,33$ pred 2,7 mld. rokov a v progresívnom modeli je povolené určité malé recyklačné množstvo, ktoré sa tak isto zmení pred 2,7 mld. rokov. Výsledkom oboch modelov by mali byť nejaké stopy starej CC. Napr. ak $R = 0,5$ a počet cyklov rastu je $n = 4$, tak v dnešnej kôre by malo byť $1/16$ CC 4 mld. rokov starej. Je to ale na základe prieskumu príliš veľa. Progresívny model lepšie odpovedá skutočnosti, aj keď mnohé aspekty sú nejasné a subjektívne.

Pri definovaní oboch scenárov má podstatný význam izotopový systém Sm-Nd. Jeho výnimočnosť oproti iným používaným rozpadovým radom tkvie v tom, že má dlhožijúce izotopy a aj krátkožijúce rodičovsko-dcérske rady, ktoré sú už „vyhynuté“ (extinktné). Systém $^{147}\text{Sm}-^{144}\text{Nd}$ má polčas rozpadu 106×10^9 rokov a je teda dlhožijúci. Systém $^{146}\text{Sm}-^{142}\text{Nd}$ má polčas rozpadu len 103×10^6 rokov a je extinktný. Potom pomer $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ sa ustanovil na nejakej hodnote pred asi 4,3 mld. rokov. Jeho variácie voči dnešným hodnotám potom mapujú vývoj prvých 250 miliónov rokov histórie Zeme pred 4,3 mld. rokov, teda rané štádia diferenciácie ešte počas existencie magmatického oceánu. Výhoda je tiež v tom, že Sm a Nd sú oba refraktórne a siderofilné prvky, a teda neboli ovplyvnené vývojom jadra a inými frakčnými procesmi počas akrecie, ktoré by ich od seba oddelili.

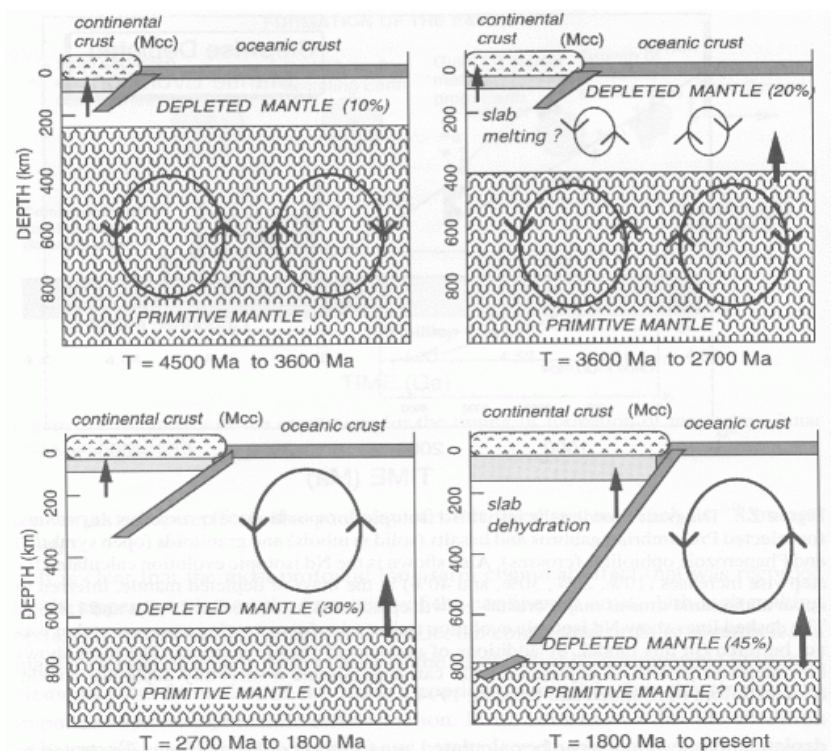


Obr. 12. Dve verzie recyklačného a progresívneho rastu kontinentálnej kôry. V recyklačnom scenári podstatná časť kôry je recyklovaná do plášťa, pričom hmotnosť CC ostáva rovnaká, teda recyklovaná časť je nahradená novým prírastkom. R je parameter recyklácie. V progresívnom scenári kôra rastie postupne, recyklačný parameter je nulový (A) alebo veľmi nízky (B).

Systém Sm-Nd a jeho merania v chondritických meteoritoch predstavuje veľmi dobre definovanú bázu. Sm a Nd však boli frakcionované počas diferenciačných procesov CC z plášťa, pretože majú rôznu kompatibilitu. Bez uvádzania akýchkoľvek geochemických a geologických aspektov sledovania Nd izotopickej kompozície a akýchkoľvek detailov, na Obr. 13 je rekonštrukcia parametru ϵ_{Nd} , ktorý je definovaný ako pomer $^{143}Nd/^{144}Nd$ relatívne na chondritické zdroje. Uvádzame ho len preto, že ilustruje skokové etapy ochudobňovania plášťa, ktoré boli získané z rôznych geologických vzoriek a vo vnorenom grafe je vypočítaný Nd izotopový vývoj ochudobneného plášťa, ak hmotnostný pomer ochudobneného plášťa (DM) a kontinentálnej kôry (CC) je nastavený na hodnotu 80. Podľa tohto objemu DM rástol z 10-20% pred 3,6 mld. rokov, v čase 2,7 mld. rokov mal objem 20-30% a od 30% do súčasnej hodnoty 45% rástol od veku 1,8 mld. rokov. Percentá uvádzajú objem voči celkovému objemu plášťa.



Obr. 13. Neodýmové izotopové zloženie zistené v rôznych geologických vzorkách, reprezentované parametrom ϵ_{Nd} , ktorý je definovaný ako pomer $^{142}Nd/^{144}Nd$ normovaný na taký istý pomer v chondritoch. Vo vnorenom obrázku sú vypočítané priebehy za predpokladu, že pomer hmotností DM a CC je približne 80. Izotopový systém Sm-Nd pomohol dokázať, že ochudobňovanie plášťa bolo skokové a teda aj tvorba CC sa kumulovala v istých etapách.



Obr. 14. Zmeny konvektívnych režimov v plášti počas rastu CC a komplementárnemu nárastu časti DM v plášti. Pomer hmotností DM/CC ostával pritom rovnaký a mal hodnotu asi 80. Ochudobnená časť plášťa je väčšia, ako prináleží objemu do hĺbky 660 km. Šípky z primitívnej časti plášťa naznačujú možné dopĺňanie materiálu z tejto časti.

Obr. 14 ilustruje vývoj a zmeny konvektívnych režimov v plášti za predpokladu, že DM a CC rástli v hmotnosti a ich pomer M_{DM}/M_{CC} bol okolo 80. Podľa toho dnešný objem DM tvorí 45% celkového objemu plášťa a je to viac, ako by odpovedalo objemu do 660 km. Periódy epizodického nárastu CC mohli byť doprevádzané dopĺňaním materiálu z primitívnej časti plášťa.

1.8 Najdôležitejšie rádioizotopové rady a vzácne plyny

Rekonštrukcia priebehu vzniku Zeme a jej následných etáp diferencovania je predovšetkým založená na chemickej analýze stopových prvkov a rádioizotopovej analýze. Dominantné postavenie v rekonštrukcii týchto procesov majú rádioaktívne izotopy U, Rb a Sm s polčasom rozpadu viac ako 10^9 rokov. Ich dcérske produkty Pb, Sr a Nd a pomery rodičovský nuklid/dcérsky produkt „značkujú“ aj rané štádia vývoja Zeme. Rýchlosť rozpadu daného prvku je samozrejme nezávislá od podmienok teploty, tlaku a miesta uloženia daného prvku. Polčas rozpadu však nie je tým jediným parametrom, ktorý vstupuje do rekonštrukcie vývoja Zeme. Pomery rodičovský/dcérsky produkt sa vo všeobecnosti nezachovávajú, pretože sú zasiahnuté rôznymi frakčnými oddeľovacími procesmi. Tu už začnú rozhodovať o tomto pomere chemické a fyzikálne vlastnosti prvkov, teda ich kompatibilita, resp. nekompatibilita, volatilné, resp. refraktórne vlastnosti počas akrecie a samozrejme zatriedenie do skupiny chalko-, lito- a lebo siderofilných tried prvkov. Problém je v tom, avšak je to zároveň obrovská výhoda, že vo všeobecnosti zdrojové rádioaktívne prvky a ich koncové rozpadové členy majú rôzne vlastnosti a v diferenciačných procesoch aj rôzne „osudy“. V texte tejto podkapitoly uvedieme len niekoľko vybraných úvah a argumentov, ktoré majú skôr len metodologický charakter.

Významné postavenie medzi rádioizotopmi má systém U-Pb. Rozpadový rad uránu ^{238}U má koncový člen ^{206}Pb s polčasom rozpadu $4,47 \times 10^9$ rokov a ^{235}U má koncový člen rozpadu ^{207}Pb s polčasom rozpadu $0,704 \times 10^9$ rokov. Koncové členy Pb sú stabilné a obvykle sa pri vyhodnocovaní starých vzoriek určujú ich pomery s ^{204}Pb . Pomocou systému U-Pb bol určený vek Zeme $T_E = 4,49 \pm 0,03$ mld. rokov. Pri tejto analýze sú najvhodnejšie čo najstaršie horniny, lebo ich zdroje mali najmenej komplikovanú históriu. Čím je hornina mladšia (utuhla z nejakej magmy), tým je jej história komplikovanejšia a moderné bazalty sú úplne nevhodné na určenie veku. Treba pritom poznať aj procesy frakcionácie Pb od U počas formovania Zeme. Olovo je silne chalkofilné, preto bolo uložené do jadra a rodičovský urán bol vylúčený. Olovo je súčasne silný volatil, má veľmi nízke kondenzačné teploty, urán je zas silne nekompatibilný. Tieto vlastnosti spôsobili, že pomer U/Pb sa v silikátovej časti 50-100 – krát zvýšil oproti primitívnemu zloženiu v chondritoch, a teda pomer U/Pb môže poslúžiť k určeniu doby vzniku jadra, lebo najväčšia frakcionácia Pb od U bola práve pri vzniku jadra. Keďže Pb je volatil, tak už počas akrecie mohli byť jeho straty dokonca porovnateľné so stratami Pb, ktoré spôsobil vznik jadra.

Systém Rb-Sr je zas vhodný na sledovanie frakcionácie a zmien pomerov typu volatil/refraktórny prvok oproti solárnemu systému a primitívnej meteorickej kompozície. ^{87}Rb je volatil, ^{86}Sr zas refraktórny prvok. Počas akrecie sa volatily strácali, lebo ich kondenzačné teploty sú nízke a teda sa vyparili. Podstatný rozdiel medzi systémom U-Pb a Rb-Sr je v tom, že Rb ani Sr neboli ukladané do jadra. Systém Rb-Sr nedáva podmienky na vek Zeme, ale je konzistentný s predstavou, že stredná doba trvania akrecie bola 100 ± 50 miliónov rokov.

Svoje nezastupiteľné postavenie pri určovaní istých rámcov pre hypotézy o vzniku a vývoji atmosféry, kôry, plášťa a jadra majú vzácne plyny (angl. noble gases – NG), teda He, Ne, Ar, Kr, Xe. Dávajú informácie o primitívnych (primordiálnych) rezervoároch a stupni odplynenia Zeme. Každý z týchto prvkov má aspoň jeden primordiálny izotop, to znamená, že boli produktom

nukleosyntézy, boli inkorporované do Zeme pri jej vzniku a veľmi sa ne(z)menilo ich zastúpenie. Okrem He má každý aspoň tri stabilné izotopy a súčasne každý má aspoň jeden izotop, ktorého zastúpenie sa zvyšuje s časom v dôsledku rádioaktívneho rozpadu alebo jadrových reakcií. Primordiálne sú ^3He , ^{20}Ne , ^{22}Ne , ^{36}Ar , ^{38}Ar , ^{130}Xe . Vzácne plyny majú aj ďalšiu známu vlastnosť, že nevstupujú do chemických reakcií.

Zo všetkých NG sa budeme venovať len hélíu, pretože je dôležité pre identifikovanie primitívnych oblastí v plášti. Abundancie hélia v atmosfére sú veľmi nízke, pretože ľahko uniká do okolitého kozmického priestoru. Potom kontaminácia terestriálnych vzoriek atmosférickým He je veľmi nízka. Preto izotopové zloženie v súčasných vzorkách odráža ich zastúpenie v plášťových zdrojoch. Izotop ^4He je produktom rozpadu uránu a thória. Pomer $R_A = ^3\text{He}/^4\text{He}$ v atmosfére je $1,4 \times 10^{-6}$. Ak taký istý pomer urobíme aj pre iné vzorky a označíme ho ako R, tak pomery R/R_A určujú množstvá primordiálneho ^3He voči ^4He relatívne k atmosférickej kompozícii. Tak dostaneme nasledovné pomery:

• Kozmogénne He:	$R = 0,1$	$7 \times 10^5 R/R_A$
• Solárne He:	$R = 4,6 \times 10^{-4}$	$326 R/R_A$
• Meteorické He:	$R = 1,4 \times 10^{-4}$	$100 R/R_A$
• Atmosféra:	$R = R_A = 1,4 \times 10^{-6}$	$1 R/R_A$
• MORB:	$R = 1,2 \times 10^{-5}$	$8,5 R/R_A$
• Hawai OIB:	$R = 4,6 \times 10^{-5}$	$33 R/R_A$
• Kontinentálna k.	$R = < 10^{-7}$	$< 0,07 R/R_A$
• Iné OIB:		$5 R/R_A$

Vidíme, že vo všeobecnosti MORB majú nižšie pomery R/R_A ako OIB. Pripomíname, že materiál MORB je produktom pasívneho stúpania materiálu v stredooceánskych chrbtoch a jeho zdrojom je ochudobnený vrchný plášť, OIB sú prinášané k povrchu pomocou plumov, ktoré sú zakorenené až v najspodnejšej časti plášťa (pozri 3. kapitolu). OIB majú viac primordiálneho ^3He , čo naznačuje, že by mali byť v spodnom plášti primitívne (primordiálne) oblasti. Niektoré OIB majú nižšie pomery, čo však môže signalizovať, že do plumu sa dostal recyklovaný kôrový materiál.

2 Stavba Zeme, diskontinuity, fázové prechody a reologické vlastnosti plášťa

Cieľom tejto kapitoly je definovať štruktúru súčasnej Zeme s hlavným dôrazom na plášť. Primeraný dôraz bude kladený aj na mineralogické a horninové zloženie, pretože niektoré minerály sú dôležité pre pochopenie seizmických diskontinuití hlavne v prechodovej oblasti plášťa. Okrem hĺbkového členenia plášťa sa budeme v podkapitole 2.1. venovať aj odvodeniu Adams-Williamsonovej rovnice, ktorá bola určená pre homogénnu a adiabatickú Zem a dobre popisuje nárast hustoty s hĺbkou v tých častiach plášťa, kde sú splnené jej predpoklady. Podkapitola 2.2 bude podrobnejšie zameraná na príčiny prítomnosti seizmických diskontinuití v prechodovej oblasti a vysvetlíme fyzikálnymi termodynamickými argumentmi, ako fázové prechody olivínov môžu ovplyvňovať a regulovať pohyb klesajúcich studených litosférických dosiek smerom nadol a stúpajúceho teplého materiálu nahor. Dominantné diskontinuity v 410 km a 660 km hĺbke majú podstatne odlišný termodynamický charakter. Zvlášť dôležitá je diskontinuita v 660 km hĺbke, pretože môže pôsobiť ako určitá prekážka konvektívnym pohybom hmôt nahor a nadol a tvorí rozhranie v modeloch vrstvovej konvekcie v plášti. Napriek tomu, že základné informácie o dvoch konvektívnych módoch (doskový a plumový) v plášti budú predmetom 3. kapitoly, je vhodné na tomto mieste zdôrazniť, že v súčasnosti sa čoraz viac a temer definitívne presadzuje model celoplášťovej konvekcie, a teda rozhranie 660 km netvorí dostatočnú prekážku pre obojsmerný pohyb hmôt. Súčasťou podkapitoly 2.2 budú tiež informácie o Birchových výsledkoch sledovania rýchlosti seizmických vln v závislosti na hustote. Jeho zákony boli taktiež prínosom pre pochopenie zloženia plášťa a interpretovania výsledkov súvisiacich so šírením seizmických objemových vln.

V poslednej podkapitole 2.3 tejto kapitoly len veľmi stručne popíšeme základné reologické vlastnosti plášťových materiálov. Rozmanitosť týchto reologických vlastností je silne podmienená závislosťou na tlakových a teplotných pomeroch, stupni rôznych prímiesí v kryštálových mriežkach, obsahu voľnej a viazanej vody a napokon aj od predchádzajúcej deformačnej histórii materiálu. Komplikovanosť tejto témy nám dovolí spomenúť len dva základné reologické režimy – krehký (angl. brittle) a plastický (angl. plastic). Dôležité sú pritom medze pevnosti (angl. yielding strength) určujúce kedy materiál povolí nejakému dostatočne veľkému mechanickému napätiu. Pomalé tečenie pevného materiálu v dlhých časových škálach sa volá v anglickej terminológii „creep“ a použijeme jeho poslovenčený ekvivalent „kríp“. Z mikrofyzikálneho hľadiska typ krípového režimu určujú poruchy v kryštálovej mriežke. S vakanciami súvisí difúzny kríp a s dislokáciami dislokačný kríp. Im potom odpovedajú aj hodnoty viskozity, ktorá je v konvekcii významný (a tiež regulačný) parameter pre intenzitu tečení.

2.1 Vrstvy v plášti a ich fyzikálne vlastnosti

Vnútro Zeme možno rozčleniť do niekoľkých základných vrstiev, ktoré sa líšia svojimi chemickými a mineralogickými zloženiami, a taktiež prevládajúcimi fyzikálnymi charakteristikami. Všetky tieto vlastnosti potom determinujú mechanické a termodynamické vlastnosti materiálov a s nimi súvisiace procesy v krátkych a dlhých časových škálach. Použiť možno niekoľko kritérií členenia zemskeho vnútra. My sa budeme zaoberať nasledovnými:

- mineralogické, určované z analýzy vzoriek výlevných magiem,
- seizmologické, určované na základe odrazu a lomu seizmických vln na rozhraniach,
- dynamické, určované z geodynamických modelov a teórie vzniku konvekcie v hustotne stratifikovaných prostrediach.

Najzákladnejšie je členenie Zeme do troch primárnych vrstiev: kôra, plášť a jadro, pričom rozhrania medzi nimi boli určené seizmickými metódami. Hranicu kôry a plášťa tvorí seizmické rozhranie zvané Mohorovičičova diskontinuita (skrátene Moho) objavené v roku 1909 chorvátskym seizmológom Andrijom Mohorovičičom, ktorý v hĺbke približne 60 km pozoroval nárast rýchlosti šírenia seizmických vln. Moho hranica bola potom identifikovaná na mnohých miestach kontinentálnych oblastí a určená je hĺbkou 35-40 km, miestami až do 60 km. Nad Moho sa nachádza najvrchnejšia časť Zeme, kôra⁶, ktorá je definovaná odlišným chemickým zložením ako jej podložie, teda najvrchnejšia časť plášťa. Moho je teda chemická a mineralogická diskontinuita.

Keď sa na vrchnú vrstvu Zeme pozrieme pohľadom dynamického a reologického kritéria, zistíme, že pevnou (angl. rigid) a krehkou (angl. brittle) nie je len samotná kôra, ale aj najvrchnejšia časť plášťa a tieto dve časti tvoria na základe rovnakých reologických (mechanických) vlastností litosféru (hĺbka od 10 do 100 km). Litosféra teda nie je definovaná na základe chemického zloženia, ale podľa mechanických vlastností. Pod litosférou možno z reologických vlastností materiálu vrchného plášťa vyčleniť ďalšiu významnú vrstvu astenosféru, ktorá je čiastočne natavená a plastická. Jej hĺbka nie je presne definovaná, lebo plasticosť a čiastočné natavenie závisí od lokálneho zloženia a teploty tavenia T_m (angl. melting temperature) minerálov pri danom tlaku. Možno ju však ohraničiť do hĺbky 250-300 km. V tejto oblasti sa pri danom tlaku geoterma (teda skutočný priebeh teploty s hĺbkou) približuje k teplote T_m najslabších minerálov.

Predmetom záujmu tejto práce je predovšetkým plášť, avšak pre úplnosť je potrebné ukončiť členenie Zeme najspodnejšou vrstvou, jadrom. Existencia jadra bola taktiež potvrdená vyhodnotením rýchlosti šírenia seizmických vln. V roku 1913 Gutenberg prezentoval dôkazy, že v hĺbke okolo 2 900 km sa nachádza ďalšia seizmická diskontinuita, ktorú spojil s hranicou plášťa a jadra. Dnes je rozhranie jadro – plášť (CMB) určené v hĺbke 2 889 km.

Od hĺbky 2 889 km do stredu Zeme v hĺbke 6 378 km sa nachádza jadro, skladajúce sa z dvoch vrstiev oddelených ďalšou seizmickou diskontinuitou v hĺbke 5 150 km:

- vonkajšie jadro (do hĺbky 5 150 km, t.j. jeho hrúbka je 2 260 km), ktoré je kvapalné, pretože sa v ňom nepozorovalo šírenie priečných seizmických vln, čo zodpovedá kvapalnému kontinuu. Jeho chemické zloženie sme uviedli v podkapitole 1.6. Na tomto mieste len uvedieme, že kvapalná zliatina zložená z ťažkej frakcie (Fe dominuje) a ľahkej prímеси (Si, S, O, ...) na povrchu vnútorného jadra tuhne tak, že solidifikácie sa zúčastňuje len ťažká frakcia a ľahká je v prostredí kvapalnej binárnej zliatiny vyplavovaná Archimedovou silou nahor. Tak je zabezpečený dominantný zdroj konvekcie v kvapalnom jadre ako nevyhnutná súčasť regenerácie magnetického poľa Zeme proti ohmickej disipácii v tzv. dynamo-procese,
- vnútorné jadro⁷ (do hĺbky 6 378 km, t.j. hrubé 1 228 km), ktoré je tuhé, tvorené hlavne zo železa a niklu, v ktorom sa pozoruje šírenie oboch druhov elastických seizmických vln (pozdĺžnych aj priečných) typických pre pružné kontinuum.

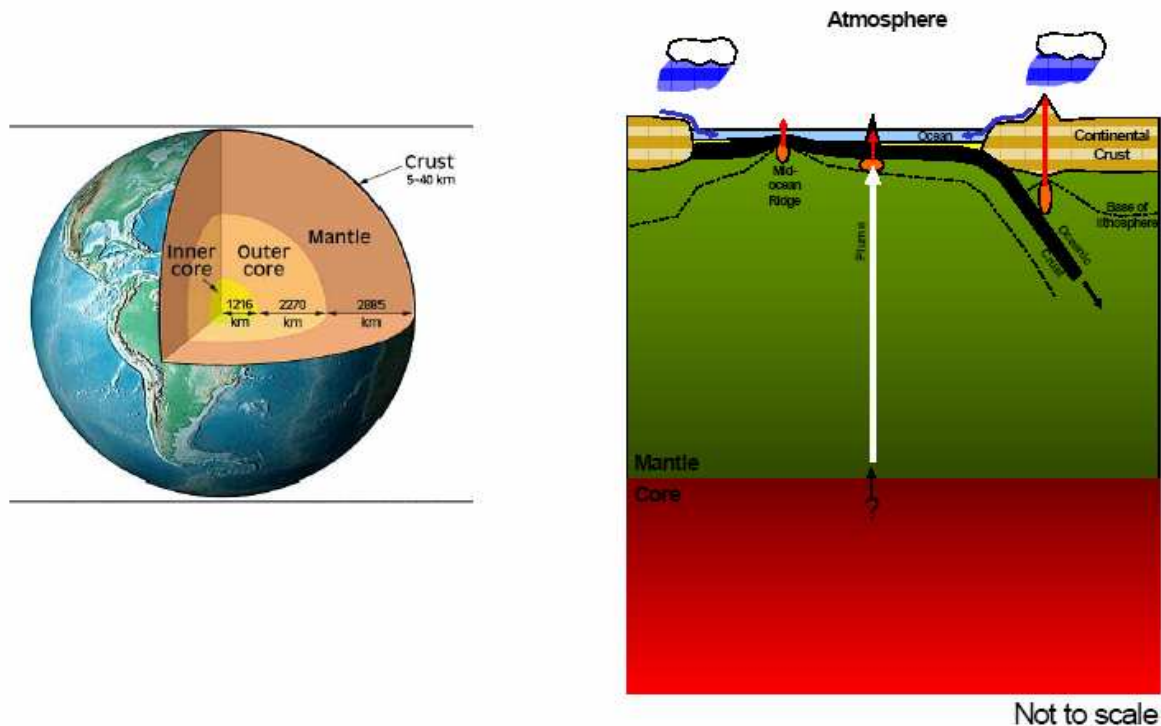
Na Obr. 15 sú znázornené základné stavebné štruktúry Zeme: kôra, plášť, vonkajšie kvapalné a vnútorné pevné jadro. Na pravej časti obrázku sú schematicky naznačené kontinentálna a oceánska kôra s litosférou a základné magmatické útvary, ktoré sú z geochemického hľadiska „oknami“ do hlbokých častí plášťa (MORB, OIB - plummy).

⁶ Kôra sa ďalej člení na pevninskú (súvisí s kontinentami, má priemernú hrúbku 35-40 km, pod jadrami kontinentov a pod vysokými pohoriami môže byť hrubšia) a oceánsku (nachádzajúcu sa, ako už z názvu vyplýva, pod oceánmi, s priemernou hrúbkou 5-7 km), ktoré sa navzájom líšia chemickým zložením (bližšie pozri podkapitolu 1.4). Nová oceánska kôra vzniká v miestach stredoocéánskych chrbtov (angl. spreading centers) (bližšie pozri podkapitolu 1.5 venovanú MORB-om).

⁷ objavené Inge Lehmannovou v roku 1936

Seizmické diskontinuity možno jasne rozoznať z Obr. 16, kde je znázornený hĺbkový profil priečnych a pozdĺžnych objemových seizmických vln. Z neho taktiež vyplýva, že “najdramatickejšou” (najvýraznejšou) diskontinuitou je CMB rozhranie, ktoré je predmetom trvalého záujmu geofyzikov od jej objavenia. CMB je chemickou (silikáty – Fe) a fázovou diskontinuitou (tuhá fáza – kvapalná fáza) a najväčšou hustotnou diskontinuitou. V pravej časti je doplnený aj profil hustoty.

V rokoch 1965-1967 Anderson po analýze seizmických dát uverejnil zistenie, že výrazný nárast rýchlosti seizmických vln sa koncentruje do oblasti hĺbok medzi 400 a 660 km. Podľa dnešných poznatkov sa v uvedenom rozmedzí nachádzajú tri hlavné seizmické diskontinuity



Obr. 15. Stavba Zeme (vľavo) a základné jednotky geochemických rezervoárov v plášti a s nimi súvisiace módy konvekcie (platňový mód a plumový mód – podrobnejšie v 3. kapitole) a ich prejavy na povrchu Zeme (MORB, OIB-plume, ostrovné oblúky-IA). Červené miesta naznačujú čiastočné natavenie (ľavý = MORB, v strede = OIB, v pravo za subdukciou ostrovné oblúky (island arc = IA), ktoré nie sú v tejto práci diskutované).

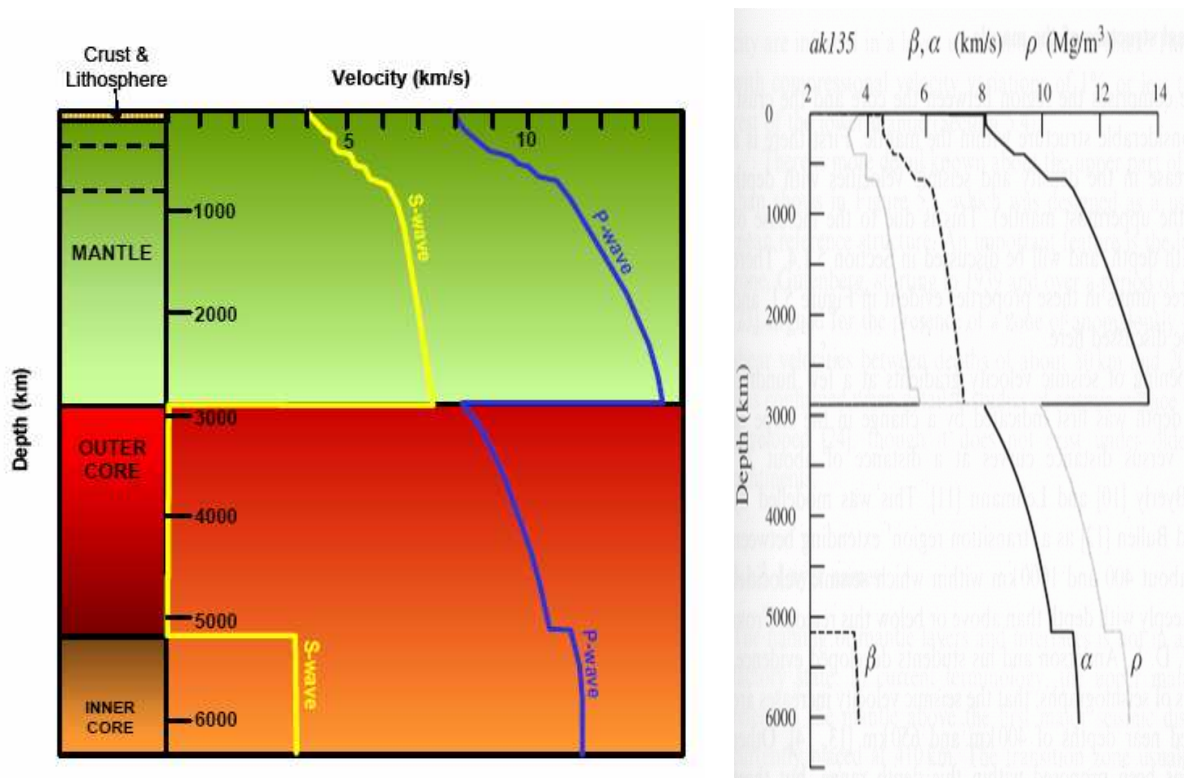
v plášti, spojené s fázovými prechodmi dominantných minerálov. Tieto tri diskontinuity sa nachádzajú v hĺbkach 410 km, 520 km a 660 km a všetky sú spojené s fázovými prechodmi olivínu.

Zohľadnením uvedeného plášť členíme na vrchný a spodný, prechodová zóna sa obvykle vyčleňuje ako spodná časť vrchného plášťa spolu s vrchnou časťou spodného plášťa a napokon D''- vrstva je súčasťou spodného plášťa. Teda s uvedením rozmerov možno stanoviť:

- vrchný plášť (od Moho rozhrania v hĺbke cca 35 km po diskontinuitu 660 km),
- prechodová zóna (od 350 km po 750 km),
- spodný plášť (od diskontinuity 660 km po CMB v 2 889 km),
- D'' vrstva (od cca 2 750 km po CMB rozhranie v hĺbke 2 889 km).

Pomenovanie D''- vrstva pochádza z Bullenovej klasifikácie vnútra Zeme, dnes už nepoužívanej⁸; jediné pomenovanie, ktoré sa z nej zachovalo, je pomenovanie najspodnejšej oblasti plášťa pri CMB rozhraní a je značne chemicky a fyzikálne nehomogénna.

⁸ Bullen rozdelil Zem na vrstvy, ktoré pomenoval písmenami A (pre najvrchnejšiu vrstvu Zeme, od povrchu po Moho) po G (najspodnejšia vrstva, v dnešnom chápaní vnútorné jadro).



Obr. 16. Rýchlostné profily fázových rýchlostí seizmických vln. P-vlny sú pozdĺžne (kompresné), S-vlny sú priečne (strihové). Prerušované čiary v ľavej časti farebného obrázku označujú hĺbky 410 a 660 km. V pravej časti je identická informácia zo seizmického modelu *ak135* (α rýchlosti P-vln, β rýchlosti S-vln), doplnený je profil hustoty ρ .

Plášť možno klasifikovať aj podľa mineralogického hľadiska do nasledovných mineralogických zón:

- peridotická zóna (od hĺbky 7 km po cca 350 km) – dominantným minerálom je peridotit,
- prechodová zóna (od hĺbky cca 350 km po cca 750 km) – oblasť, v ktorej prebiehajú fázové prechody minerálov (olivínov a pyroxénov),
- perovskitová zóna (od hĺbky cca 750 km po CMB v hĺbke 2 889 km) – spodná časť plášťa, v ktorej dominujú horčíkové silikáty v perovskitovej štruktúre.

Napokon možno plášť rozdeliť podľa dynamických kritérií, teda na jednotky, ktoré sú dôležité z hľadiska konvektívnych pohybov v plášti:

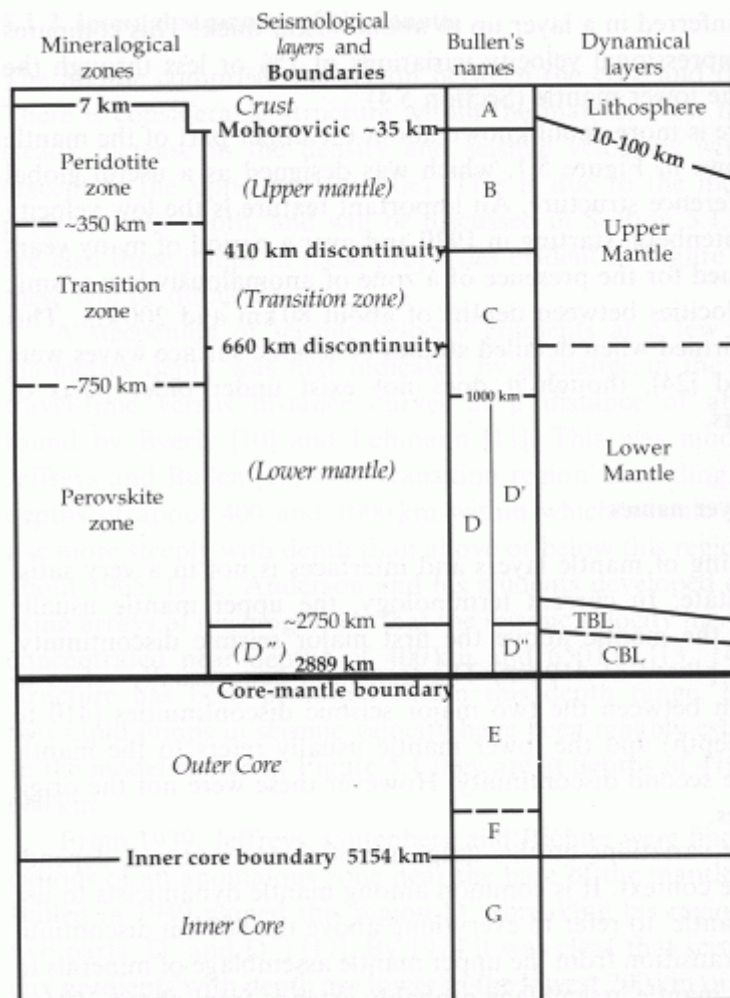
- litosféra (hĺbka do 10-100 km ako vrchná tepelná hraničná vrstva),
- vrchný plášť (od litosféry po 660 km diskontinuitu),
- spodný plášť (od diskontinuity 660 km po spodnú tepelnú hraničnú vrstvu, čo je vlastne D''-vrstva),
- spodná tepelná hraničná vrstva (TBL – thermal boundary layer).

V tejto klasifikácii je dominantnou diskontinuita v hĺbke 660 km, ktorou sa podrobne budeme venovať v podkapitole 2.2. Ostatné dôležité jednotky v dynamickom členení plášťa sú tepelné hraničné vrstvy – vrchnú možno aproximovať hranicou litosféry a spodnú D''-vrstvou.

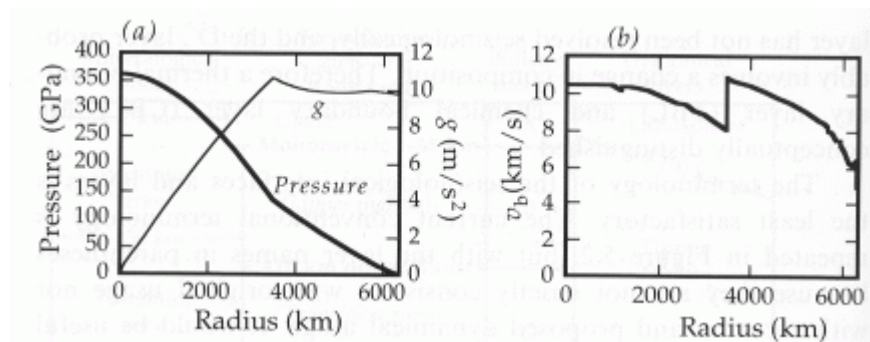
Súhrnný prehľad delenia plášťa na jednotlivé vrstvy podľa mineralogických, seizmologických, dynamických kritérií a Bullenovho pomenovania podáva Obr. 17.

Ako možno vidieť na Obr. 16, vo vrchnom plášti rastú rýchlosti seizmických vln a hustota s hĺbkou až po CMB rozhranie. Na obrázku nie je zdôraznená jedna výnimka, keď

v astenosfére v dôsledku jej čiastočného natavenia sa rýchlosti mierne znižujú (obvykle sa táto oblasť označuje LVZ – low velocity zone). Z Obr. 18 je zrejmé, že aj tlak s hĺbkou rastie. Pre skúmanie zloženia plášťa je potrebné poznať vzájomnú súvislosť medzi zmenou tlaku s hĺbkou v závislosti od hustoty v danej hĺbke. Jedným z modelov, ktorý popisuje uvedenú závislosť, je Adams-Williamsonova rovnica pre homogénnu adiabatickú Zem, ktorej stručné odvodenie uvádzame v nasledujúcom texte.



Obr. 17. Členenie Zeme na vrstvy podľa rôznych kritérií (viď. text).



Obr. 18. Zmeny tlaku, tiažového zrýchlenia g a objemovej zvukovej rýchlosti v_b s polomerom Zeme.

Závislosť zmeny hustoty ρ od polomeru r môže byť vo všeobecnosti daná rovnicou

$$\frac{d\rho}{dr} = \left(\frac{\partial\rho}{\partial P}\right)_{T,\varphi,c} \cdot \frac{dP}{dr} + \left(\frac{\partial\rho}{\partial T}\right)_{P,\varphi,c} \cdot \frac{dT}{dr} + \left(\frac{\partial\rho}{\partial c}\right)_{T,P,\varphi} \cdot \frac{dc}{dr} + \left(\frac{\partial\rho}{\partial\varphi}\right)_{T,P,c} \cdot \frac{d\varphi}{dr}. \quad (2.1)$$

Znamená to, že hustota sa mení vďaka tlaku P , teplote T , zmeny fázy φ (fázové zmeny I. druhu) a zloženia c (nehomogenity dané zmenou chemického zloženia). Ak uvažujeme len jednofázové homogénne prostredie, potom sa rovnica (2.1) zjednoduší do tvaru

$$\frac{d\rho}{dr} = \left(\frac{\partial\rho}{\partial P}\right)_T \cdot \frac{dP}{dr} + \left(\frac{\partial\rho}{\partial T}\right)_P \cdot \frac{dT}{dr}. \quad (2.2)$$

Nárast hustoty s hĺbkou možno v prvom priblížení chápať ako dôsledok nárastu tlaku s hĺbkou spôsobený stlačovaním hornín nadložnými vrstvami. Toto priblíženie však nevysvetľuje všetky zmeny hustoty, napríklad zmeny v dôsledku mineralogických a chemických zmien. Ďalej uvažujme adiabatickú kompresiu tlakom, t.j. nenastáva výmena tepla s okolitým prostredím (horninami) a príspevok k zmene hustoty s hĺbkou v rovnici (2.2) v dôsledku tepelnej expanzie bude nulový. Inými slovami predpokladáme, že v Zemi je adiabatický teplotný profil. Napokon predpokladajme, že pre guľovo symetrické teleso platí hydrostatická rovnováha, teda

$$dP = -\rho \cdot g \cdot dr, \quad (2.3)$$

kde $g = GM/r^2$ je gravitačné zrýchlenie, $G = 6,66 \cdot 10^{-11} \text{ N} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{kg}^{-2}$ je gravitačná konštanta, m je hmotnosť guľovej časti s polomerom r a hustotným profilom $\rho = \rho(r)$. Ak si objem tejto guľovej časti o polomere r vyjadríme ako $V = (4/3) \cdot \pi \cdot r^3$, potom diferenciály dV a dm budú

$$\begin{aligned} dV &= 4\pi \cdot r^2 \cdot dr, \\ dm &= \rho dV. \end{aligned} \quad (2.4)$$

Dosadením vzťahov (2.4) do vzťahu (2.3) pre gravitačné zrýchlenie získame

$$g = \frac{Gm}{r^2} = \frac{G}{r^2} 4\pi \int_0^R \rho \cdot r^2 dr. \quad (2.5)$$

Aplikovaním rovnice (2.5) do podmienky hydrostatickej rovnováhy pre guľovo symetrické teleso (2.3) získame nasledovnú závislosť tlaku od hĺbky

$$\frac{dP}{dr} = -\rho \cdot g = -4\pi \cdot G \rho \frac{1}{r^2} \int_0^R \rho \cdot r^2 dr. \quad (2.6)$$

Pre ďalšiu úpravu rovníc si zavedme adiabatický objemový modul pružnosti K_S a cez tento modul následne definujeme seizmický parameter Φ

$$K_S = \rho \left(\frac{\partial P}{\partial \rho}\right)_s \Rightarrow \left(\frac{\partial \rho}{\partial P}\right)_s = \frac{\rho}{K_S} = \frac{1}{\Phi}. \quad (2.7)$$

Seizmický parameter Φ bol zavedený do vyjadrení z toho dôvodu, lebo ho vieme vyjadriť

pomocou fázových rýchlostí objemových P- a S- vln (viď. (2.12) v nasledujúcom texte), čo sú dve veličiny, ktorých distribúciu vieme určiť meraním. Problém totiž tkvie v tom, že distribúcia tlaku závisí od hustoty a od tiaže, ktorá je funkciou hustoty, ktorú chceme vypočítať. Máme teda tri neznáme P , g a ρ , ktoré sú viazané a k dispozícii na ich určenie máme z meraní len α a β hodnoty fázových rýchlostí. Pre homogénne zloženú Zem a adiabatickú oblasť stlačovania len vlastnou tiažou materiálu dostaneme

$$\frac{d\rho}{dr} = \frac{d\rho}{dP} \frac{dP}{dr}. \quad (2.8)$$

Ak do rovnice (2.8) dosadíme vzťahy (2.6) a (2.7), dostaneme Adams-Williamsonovu rovnicu

$$\frac{d\rho}{dr} = -\frac{g\rho^2}{K} = -\frac{g\rho}{\Phi}, \quad (2.9)$$

ktorá popisuje zmenu hustoty s hĺbkou za predpokladu, že Zem je homogénne a adiabatické teleso sférického tvaru. Táto rovnica bola publikovaná v roku 1923 a bola východiskom väčšiny úvah o distribúcii hustoty v plášti. Možno odvodiť tiež jej modifikovanú verziu, keď teplotný gradient nie je adiabatický, ale reálna geoterma. Odchýlky geotermy od adiabatického teplotného gradientu sú kritériom pre vznik konvektívnych pohybov.

Napokon uvedieme veľmi stručne základnú pohybovú rovnicu kontinua a vyjadrenia fázových rýchlostí objemových vln pomocou elastických modulov. Lamého pohybová rovnica má tvar

$$\rho \frac{\partial^2 \vec{u}}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \vec{\nabla} (\vec{\nabla} \cdot \vec{u}) + \mu \Delta \vec{u} + \vec{f}, \quad (2.10)$$

kde \vec{u} je pole posunutí kontinua, ρ jeho hustota, \vec{f} hustota objemových síl pôsobiacich na daný element pružného kontinua a λ , μ sú Lamého elastické moduly. Pre elastický popis izotrópneho prostredia stačia vo všeobecnosti dva moduly. Pri odvodení rovnice (2.10) bol použitý Hookov zákon. Riešením Lamého rovnice možno získať vzťahy pre rýchlosti šírenia pozdĺžnych seizmických vln α a priečných seizmických vln β , ktoré závisia od Lamého koeficientu μ (modul pružnosti v šmyku) a objemového modulu pružnosti K (dvojicu λ a μ možno nahradiť dvojicou K a μ , ktoré majú fyzikálnu interpretáciu) nasledovne

$$\alpha = \sqrt{\frac{K + 4\mu/3}{\rho}}, \quad (2.11)$$

$$\beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}.$$

V tekutinách je modul pružnosti v šmyku μ nulový, teda v nich (napríklad tekutom vonkajšom jadre Zeme) sa nešíria priečne vlny (viď. Obr. 16), a teda $\alpha = \sqrt{(K/\rho)}$ bude rýchlosť zvukových vln. Ekvivalentom rýchlosti zvukových vln v tekutinách je v pružnom kontinuu objemová zvuková rýchlosť (angl. bulk sound speed) v_b

$$v_b = \sqrt{\frac{K}{\rho}} = \sqrt{\alpha^2 - 4\beta^2/3}, \quad (2.12)$$

ktorej priebeh v závislosti od polomeru je uvedený v pravom grafe Obr. 18.

2.2 Hustotné diskontinuity v prechodovej oblasti a fázové prechody, Birchove zákony

Na zloženie vrchného plášťa majú vplyv nasledovné dva hlavné procesy: tektonické pohyby a magmatické procesy. Magma všeobecne nemá rovnaké chemické zloženie ako horniny, ktorých roztavením vznikla (pretože rôzne minerály nachádzajúce sa v magme majú rôznu teplotu topenia), preto pomer hornín, ktoré obsahuje, nemusí korešpondovať s pomerom, v akom boli natavované. Vo vrchnom plášti z pohľadu mineralogického zloženia dominuje peridotit (pozri tiež Obr. 8 a text podkapitoly 1.4) s malou frakciou asi 5-10% eklogitu (pyroxény plus granáty). Peridotit je tvorený približne zo 60% olivínmi, 25% ortopyroxénmi a zvyšok pripadá na klinopyroxény (a granáty). Práve výrazná dominancia peridotitov v chemickom a mineralogickom zložení vrchného plášťa viedla k pomenovaniu vrstvy v hĺbkach medzi 7 km a 350 km ako peridotickú zónu (pozri Obr. 17).

V roku 1975 navrhol austrálsky geofyzik Ringwood s prihliadnutím na dominantné zastúpenie oxidov v plášti tzv. pyrolitový⁹ model vrchného plášťa, ktorý patrí popri Andersonovom tzv. piklogitovom modeli k najpoužívanejším.

Oblasť v hĺbkach 350 až 750 km označujeme ako prechodovú zónu, pretože v tomto rozmedzí nastávajú skokovité nárasty rýchlostí seizmických vln s hĺbkou v dôsledku fázových prechodov minerálov a ktoré nemožno vysvetliť len čistým nárastom tlaku s hĺbkou. Ako sme už spomenuli, v prechodovej zóne sú zvlášť výrazné tri hustotné diskontinuity, a to v hĺbkach 410 km, 520 km a 660 km. Podľa textu v podkapitole 1.4, plášť je z chemického hľadiska zložený z oxidov, pričom dominantné sú štyri: MgO, SiO₂, Al₂O₃, CaO a okrem nich ešte skupina oxidov železa (napr. FeO, Fe₂O, Fe₃O₄). Z týchto oxidov vznikajú mafické (tmavé) minerály skupiny olivínov a pyroxénov, ktorých predstavitelia sú forsterit¹⁰ Mg₂SiO₄ a enstatit¹¹ MgSiO₃. Železo obvykle vo forsterite a enstatite nahradzuje asi 10% oxidu MgO, čím sa vytvárajú tuhé roztoky (v závislosti od množstva železa v uvedených mineráloch majú aj svoje osobitné pomenovania).

V priebehu skúmania prechodovej zóny sa ako príčiny skokovitého nárastu hustôt a seizmických rýchlostí vykryštalizovali dve vysvetlenia uvedeného javu. Prvou bola zmena (chemického či mineralogického, teda kompozičná zmena) zloženia plášťa s narastajúcou hĺbkou, napríklad v podobe zvýšeného výskytu železa. Avšak s pribúdajúcim zastúpením železa v prechodovej zóne by sa seizmická rýchlosť nezvyšovala, ba práve naopak. Odlišné vysvetlenie spočívalo vo fázových zmenách minerálov plášťa na hustejšie (tesnejšie usporiadané) kryštalické štruktúry bez zmeny chemického zloženia. Toto vysvetlenie je dnes všeobecne akceptované vďaka výsledkom amerického geofyzika Bircha, ktoré dosiahol v 50. a 60. rokoch 20. storočia. Neskôr boli potvrdené mnohými laboratórnymi experimentami, ktorých predmetom záujmu bolo správanie sa materiálov pri rôznych teplotách a tlakoch. V grafe na Obr. 19 je vynesená závislosť rýchlosti šírenia pozdĺžnych seizmických vln (P-vln) od hustoty prostredia (v megagramoch na meter kubický) pre rôzne stredné atómové hmotnosti. Hlavným Birchovým prínosom bola systematizácia závislosti fázových rýchlostí od hustoty, pričom zistil, že závisí od strednej atómovej hmotnosti. Teda, ak sme na prerušovanej čiare označenej napr. strednou

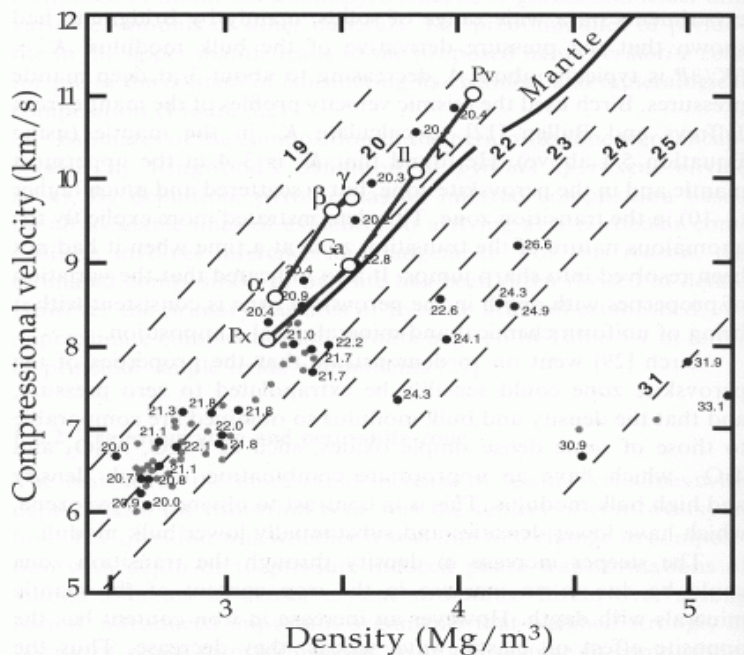
⁹ pyroxén – olivín; zloženie pyrolitu je nasledovné (v hmotnostných %): 45 % SiO₂, 38% MgO, 7,8% FeO, 0,3% Fe₂O, 4,4% Al₂O₃, 3,5% CaO

¹⁰ 2 MgO + SiO₂ = Mg₂SiO₄ (forsterit – skupina olivínov)

¹¹ MgO + SiO₂ = MgSiO₃ (enstatit – skupina pyroxénov)

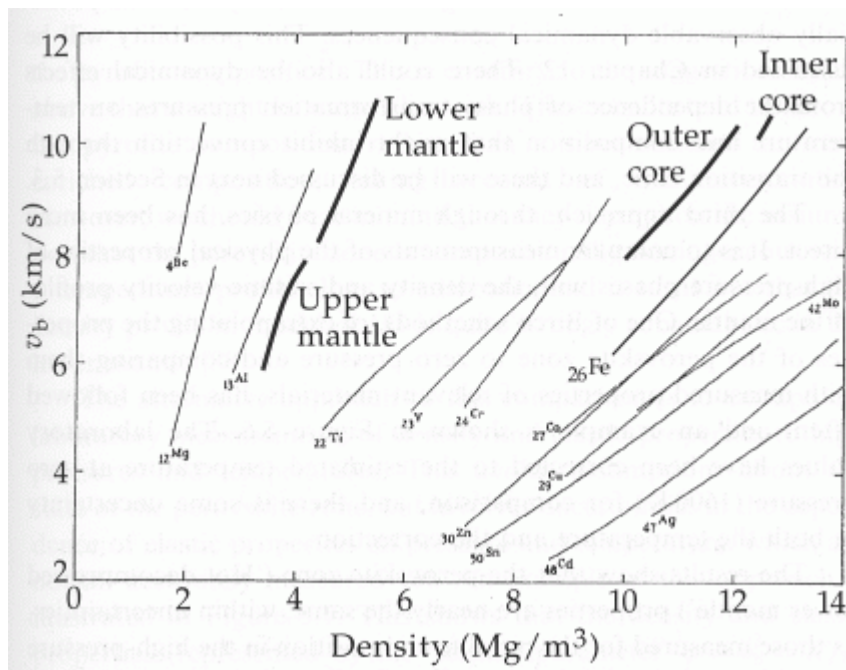
atómovou hmotnosťou 20, tak nárast hustoty, ktorý môžeme dosiahnuť rôznym spôsobom (stlačenie alebo iný materiál iného chemického zloženia, ale s tým istým stredným atómovým číslom), vedie k nárastu rýchlosti. Vidíme, že rýchlosť P-vln v plášti rastie takmer lineárne s hustotou, pričom kopíruje priebeh kriviek materiálov s atómovými hmotnosťami 21 a 22, čo sú stredné atómové hmotnosti plášťových vzoriek. Výstupom uvedeného grafu bol poznatok, že za fyzikálnou príčinou skokových zmien hustôt a seizmických rýchlostí v prechodovej zóne nestoja zmeny v chemickom zložení plášťa s pribúdajúcou hĺbkou, ale zmeny v kryštálovej štruktúre polymorfných minerálov skupiny olivínov (a pyroxénov) vďaka nárastu tlaku a teploty s hĺbkou. Ďalším Birchovým výsledkom bolo zistenie (pozri Obr. 20), že peridotitová a perovskitová (reprezentujúca spodný plášť) zóna ležia na rovnakej priamke, t.j. sú zložené z minerálov s rovnakým atómovým hmotnostným číslom. Pre porovnanie je v grafe vynesena aj závislosť pre vonkajšie a vnútorné jadro. Aj z tohto grafu je zrejmé, čo už bolo spomínané v 1. kapitole, že v jadre prevláda železo¹², avšak s ľahkou frakciou vo vonkajšom jadre (pretože má nižšiu hustotu a vyššiu seizmickú rýchlosť ako „čisté“ železo).

Naše ďalšie úvahy zamerajme na vysvetlenie fázových prechodov skupiny olivínov ($Mg_{1-x}, Fe_x)_2 SiO_4$, zodpovedných za najvýraznejšie diskontinuity v prechodovej zóne. Krajnými členmi radu olivínov sú: forsterit Mg_2SiO_4 a fayalit Fe_2SiO_4 . Na základe už spomínaných laboratórnych experimentov bolo zistené, že olivíny podliehajú fázovým prechodom, v ktorých sa mení mriežková štruktúra a usporiadanie iónov kyslíka pri teplotách a tlakoch zodpovedajúcim prechodovej zóne. V najvrchnejšej časti plášťa hovoríme o tzv. α – olivíne. V hĺbke 410 km nastáva polymorfný fázový prechod α – olivínu na β – olivín (nazývaný aj β -fáza, prípadne wadsleyit). β – olivín má rovnaké chemické zloženie ako α – olivín, teda



Obr. 19. Závislosť rýchlosti kompresných vln (určené Birchom) na hustote pre rôzne stredné atómové hmotnosti, ktorými sú označené prerušované čiary. Označenia: Px-pyroxén, Ga-granát, Il-ilmenit, Pv-perovskit, α -olivín, β -wadsleyite, γ -ringwoodite.

¹² Po zhladnutí grafu Birch taktiež vylúčil hypotézu, že jadro je tvorené vysokotlakovou formou silikátových hornín tvoriacich plášť; krivka pre plášť je „priveľmi“ vzdialená od krivky pre jadro.



Obr. 20. Závislosť objemovej zvukovej rýchlosti v_b na hustote. Čiara pre jadro je umiestnená blízko čiary pre železo.

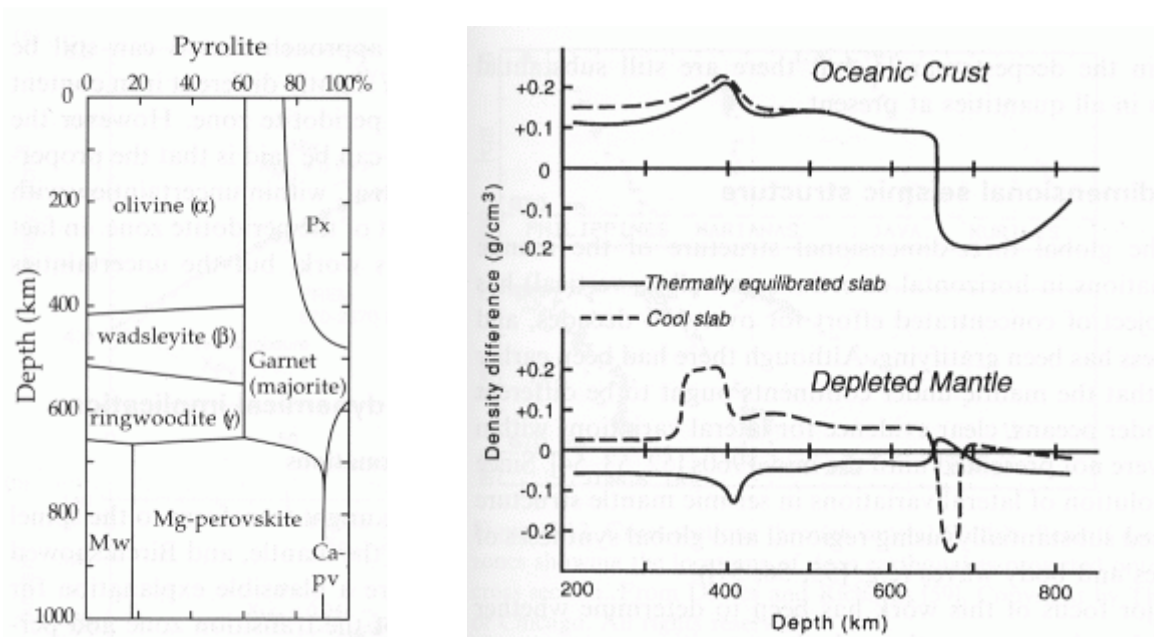
$(\text{Mg}_{0.9}, \text{Fe}_{0.1})_2 \text{SiO}_4$, avšak jeho kryštalová štruktúra je zmenená. Tetraédre SiO_4 sú stále izolované, avšak kyslíky nadobúdajú podmriežku fcc (na rozdiel od hcp mriežky u α - olivínu).

β -fáza nadobúda tzv. spinelovú štruktúru a je o 7,5 % hustejšia ako α - fáza. V hĺbke 520 km dochádza vplyvom rastúceho tlaku opäť k polymorfnému fázovému prechodu olivínu, a síce jeho β -fázy na novú vysokotlakovú modifikáciu γ - fázu (ringwoodite), ktorá má opäť rovnaké chemické zloženie, ale inú kryštalovú štruktúru, totožnú so spinelmi¹³, čo je sprevádzané nárastom hustoty o 3,5 % oproti β - fáze. Diskontinuita v 520 km nie je dostatočne ostrá, preto je seizmicky len sporadicky detekovaná.

Hustotná diskontinuita v 660 km bola dlhé obdobie interpretovaná ako rozhranie, kde dochádza k heterogénnej (teda nie k polymorfnnej na rozdiel od predchádzajúcich dvoch) fázovej premene γ - fázy na hustejšie post-spinelové štruktúry olivínu, ktoré dominujú v spodnom plášti. Experimentálne sa zistilo, že spinel $(\text{Mg}, \text{Fe})_2 \text{SiO}_4$ sa môže transformovať na magnesiowústit $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}$ a vysokotlaký stišovit SiO_2 . V roku 1975 sa však ukázalo, že postspinelovými štruktúrami olivínu môže byť tiež zmes magnesiowústitu a perovskitu $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{SiO}_3$. Táto alternatíva je dnes bez výhrad prijímaná. Perovskit samotný a minerály majúce perovskitovú kryštalickú štruktúru tvoria materiál spodného plášťa, ktorému sa vďaka dominancii perovskitu dostalo pomenovanie perovskitová zóna (siahajúca od hĺbky približne 750 km po CMB rozhranie).

Zhrňujúci prehľad fázových zmien pyrolitového modelu plášťa je na Obr. 21 vľavo. Na obrázku sú pre nás podstatné temer vodorovné čiary v hĺbkach 410, 520 a 660 km v olivínovej sekvencii. Hranice fázových prechodov pyroxénov nie sú dostatočne ostré a nevytvárajú seizmicky detekovateľné diskontinuity. V pravej časti obrázku je dôležitá prerušovaná čiara pre ochudobnený (angl. depleted) plášť, ktorá reprezentuje hustotnú diferenciu medzi studenou (má desiatky miliónov rokov od jej vzniku v stredoocéánskych chrbtoch) litosférickou doskou

¹³ Spinel v pravom zmysle slova je minerál MgAl_2O_4 (tetraoxid horečnato dihlinitý); keďže však β - fáza nadobúda rovnakú štruktúru, z uvedeného dôvodu potom túto vysokotlakú modifikáciu olivínu nazývame spinelom.



Obr. 21. Sekvencia tlakom indukovaných transformácií a reakcií v plášti pyrolitového zloženia (vľavo). Vpravo je graf variácie hustotného rozdielu medzi studenou ponárajúcou sa litosférickou doskou a okolitým plášťom (prerušovaná čiara pre ochudobnený (angl. depleted) plášť). Rozdiel je kladný, to znamená, že doska sa môže ponárať vlastnou tiažou. Tento fakt má veľký význam pre platňový mód konvekcie diskutovaný v 3. kapitole.

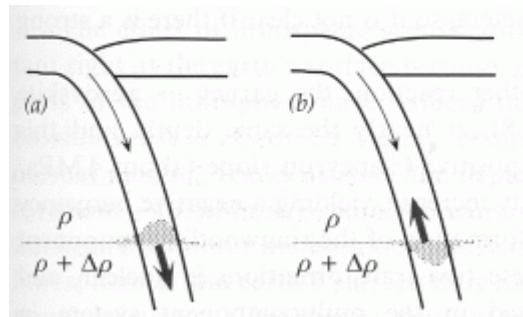
a okolitým plášťom, do ktorého sa ponára. Keďže táto diferencia je kladná, môže vlastná tiaž dosky tvoriť dominantnú silu pre platňový mód konvekcie v plášti, ktorý bude diskutovaný v nasledujúcej 3. kapitole.

Z termodynamického pohľadu fázové prechody olivínu sú bežné fázové prechody I. druhu, pri ktorých dochádza ku skokovitým zmenám hustoty, t.j. objemu a entropie a zároveň k uvoľňovaniu alebo dodávaniu latentného tepla. Rozdiel oproti fázovým prechodom „z bežného života“ (výpar, sublimácia, topenie, tuhnutie) je len v tom, že tu ide o prechod, keď sa transformuje kryštalová štruktúra, a keďže olivíny sú tuhé roztoky, pri fázovom prechode sa tuhá látka mení opäť na tuhú látku. Pre rovnováhu dvoch fáz platí Clausius – Clapeyronova rovnica

$$\frac{dT}{dp} = \frac{\Delta V}{\Delta S} \quad (2.13)$$

Pre ďalšie úvahy je kľúčové poukázať na dva možné prípady sklonu Clausius – Clapeyronovej krivky (ďalej len Clapeyronov sklon). Buď je Clapeyronov sklon kladný (platí pre diskontinuity v hĺbkach 410 km a 520 km), alebo záporný (platí pre prípad diskontinuity v hĺbke 660 km). Dôležitosť Clapeyronovho sklonu možno ilustrovať na prípade klesajúcej studenej litosférickej oceánskej dosky, ktorá rovnako ako okolitý plášť obsahuje olivíny, ale má podstatne nižšiu teplotu. Ak je sklon kladný, ustanoví sa hranica fázového prechodu v doske pri nižších tlakoch, teda v nižších hĺbkach. Výsledkom je vytvorenie objemu v tele dosky s vyššou hustotou, ktorý je nad hranicou prechodu v okolitom teplom plášti (napr. 410 km). Tento objem vyššej hustoty podporuje klesanie dosky. Ak je Clapeyronov sklon záporný, je situácia odlišná. Studené spinelové štruktúry v tele dosky sa transformujú na post-spinelové štruktúry pri vyšších tlakoch, ako to odpovedá okolitému plášťu v 660 km hĺbke. Vyššie tlaky znamenajú v nižších hĺbkach. Potom pod normálnou hĺbkovou hranicou prechodu danou pre teplotu okolitého plášťa bude v tele dosky objem s menšou hustotou, na ktorý bude pôsobiť vztlaková sila smerom nahor, teda proti pohybu dosky. Úplne rovnaká úvaha platí pre teplý stúpajúci materiál. Opäť kladný

Clapeyronov sklon podporuje stúpanie a záporný sklon vytvára istú zadrž proti pohybu. Keďže záporný sklon nastáva pre heterogénny fázový prechod v 660 km hĺbke, je toto rozhranie určitou prekážkou pri radiálnom pohybe hmôt. Z tohto faktu vznikli predstavy, že 660 km rozhranie tvorí takú prekážku, že konvekcia v plášti by mala byť dvojrstvová, teda osobitný systém konvekcie vo vrchnom plášti a od neho oddelený systém v spodnom. Seizmické tomografické modely však v posledných rokoch jednoznačne ukázali, že cez 660 km rozhranie je dosť intenzívny prestup hmôt v oboch smeroch, a teda rozhranie nevytvára dostatočnú zábranu proti radiálnym pohybom. Všetko závisí od strmosti Clapeyronovho sklonu. Fázový prechod olivín – wadsleyite má sklon 3 MPa/K, odhadovaná



Obr. 22. Náčrt zmeny hranice fázového prechodu v tele studenej litosférickej dosky pre (a) kladný Clapeyronov sklon, keď fázová hranica má eleváciu a (b) pre záporný sklon, keď sa hranica ustanoví v tvare depresie. V prvom prípade extra-hmota v doske podporuje pohyb, v druhom prípade tvorí určitú zadrž proti pohybu.

hodnota sklonu v 660 km hĺbke pre ringwoodite – perovskit + magnesiowüstite je -2 MPa/K. Počítačové modely naznačujú, že pre záporný sklon väčší, napr. -4 MPa/K, by zadrž bola už príliš veľká. Situácia je však omnoho komplikovanejšia, pretože pyroxény a granáty sa tiež transformujú (pozri Obr. 21 vľavo), pričom ich Clapeyronove sklony majú opačný charakter ako pre olivíny. Dnes nie sú celkom jasné kumulatívne efekty týchto rôznych sklonov.

Na Obr. 22 je ilustrovaný vplyv Clapeyronovho sklonu (vľavo pre kladný a vpravo pre záporný) na pohyb klesajúcej litosférickej platne.

2.3 Základné informácie o reológii plášťa

Reológia je oblasť fyziky materiálov, ktorá študuje „odozvu“ materiálu na pôsobiacie napätia. Reakcia hornín, z ktorých je zložený plášť, závisí od chemického a mineralogického zloženia, teploty, tlaku a veľkosti pôsobiacich normálových a tangenciálnych napätí. Dôležité sú deviačné napätia, ktoré v tenzorovom vyjadrení dostaneme, ak z celkového tenzoru napätí odpočítame hydrostatickú všesmerovú časť normálových napätí. Reologické správanie kôrového a plášťového materiálu v tuhej fáze môže byť veľmi rôznorodé. Pri nízkych teplotách a tlaku blízko povrchu prevláda elasticko-krehké správanie (angl. elastic-brittle). Pri vyšších teplotách a tlaku je správanie tzv. duktilné (plastické) alebo viskózne. Pri reologickom skúmaní správania sa materiálu za predpokladu, že pôsobí na materiál v čase nejaká sila, sa deformácia popisuje tenzorom rýchlosti deformácie (angl. strain rate tensor), ktorého prvky sú časové derivácie posunutí. Ak je vzťah medzi napätím a rýchlosťou deformácie lineárny, hovoríme o tzv. newtonovských (viskózných) kvapalinách. Druhým prípadom sú nelineárne (tzv. nenenewtonovské) materiály, keď vzťah medzi rýchlosťou deformácie a napätím je nelineárny a hovoríme o tzv. mocninnej reológii. Plášť sa často modeluje pri nízkych deviačných napätiach ako lineárna viskózna kvapalina, hoci sú experimentálne údaje, keď linearita nenastáva

a správanie je nelineárne. Príkladom nelineárneho správania sú tiež javy na zlomoch, keď v dôsledku presiahnutia určitých hraničných napätí sa materiál nevratne „zlomí“ alebo podvoľí (angl. brittle failure). Z reologického pohľadu sa v plášti uplatňujú teda dva režimy: elasticko – krehký (angl. brittle) blízko povrchu a plasticko – tvárny (angl. plastic, ductile) režim vo väčších hĺbkach nad 50 km. V hĺbkach, ktorá je podľa súčasných reologických modeloch plášťa menej než 50 km, možno pozorovať tzv. prechodovú (krehko-duktilnú) oblasť medzi oboma režimami. Mnoho reologických poznatkov bolo získaných laboratórnymi experimentami, ktoré však okrem technických problémov (dosiahnutie potrebných teplôt a tlakov, citlivosť na zloženie a štruktúrne odchýlky minerálov, napríklad veľkosť zŕn a pod.) narážajú aj na časový faktor (“experimenty” v zemskom plášti bežia stámiľióny rokov oproti neporovnateľne kratším laboratórnym dobám a je technický problém dosahovať veľmi malé hodnoty rýchlosti deformácie odpovedajúce plášťu). V nasledujúcej časti si podrobnejšie rozoberieme oba režimy.

Krehký režim sa uplatňuje v “rozpukanej” zemskej kôre a najvrchnejšej časti plášťa. V nasledovnom výklade obmedzíme termín “krehkosti” na režim (situácie), v ktorých sú deformácie koncentrované pozdĺž rovinných porúch alebo pozdĺžnych zlomových zón (angl. shear zones). Zaujímá nás otázka, aká je podmienka prešmyknutia ak máme nejaké hodnoty normálových napätí (sú kolmé na zlomovú plochu). Predstavme si dva bloky hornín s existujúcou zlomovou vodorovnou plochou, ktoré sú vystavené pôsobeniu normálového a pozdĺžneho napätia. Veľkosť pozdĺžneho napätia σ_s (tangenciálnej zložky napätia) potrebného na prešmyknutie dvoch blokov materiálu sa v prípade zlomov určuje ako tzv. Byerleeho zákon a všeobecnejšie sa volá Mohrovo- Coulombovo kritérium, podľa ktorých platí

$$\sigma_s = \mu_f \cdot \sigma_n + C_f, \quad (2.14)$$

kde μ_f je koeficient trenia, C_f je kohézna sila, σ_n a σ_s normálová a tangenciálna (strihová) zložka napätia. Typické hodnoty koeficientu trenia μ_f pre horniny sú rádovo 0,6-0,8; pričom kohéznou silu môžeme zanedbať, ak zlom už existuje.

Reológia krehkého režimu platí aj pre niektoré oblasti plášťa (napríklad v plášťovej časti litosféry), kde by sme vzhľadom na tlakové a teplotné podmienky očakávali plastické správanie sa materiálu. Možno z toho usúdiť, že v týchto oblastiach deformácia prebieha pozdĺž zlomov.

Plastický (duktilný) režim plášťa sa vo všeobecnosti popisuje vzťahom pre rýchlosť deformácie s

$$s = A \cdot \left(\frac{\sigma}{G}\right)^n \cdot \left(\frac{b}{d}\right)^m \cdot \exp\left[-\frac{E^* + PV^*}{RT}\right], \quad (2.15)$$

kde A je konštanta, G je elastický modul pružnosti v šmyku, b dĺžka Burgersovho vektora pre kryštál (typicky okolo 0,5 nm), E^* aktivačná energia, V^* aktivačný objem, R plynová konštanta, P tlak, d veľkosť zrna, T teplota a σ je aplikované (deviačné) napätie.

V mineráloch plášťa prebiehajú dva deformačné mechanizmy vyplývajúce z rovnice (2.15). V prípade difúzneho krípu¹⁴ (angl. creep) je deformácia limitovaná difúziou atómov (prípadne dier - vakancií) cez zrná. Závislosť rýchlosti deformácie od napätia je lineárna (t.j. $n = 1$), ale silne závisí od veľkosti zŕn ($m = 2-3$). Tento mechanizmus sa uplatňuje v spodnom plášti. Pri dislokačnom krípe je deformácia limitovaná pohybom dislokácií (druhý typ porúch v kryštálovej mriežke, keď kolmo na rovinu sklzu je prítomná „nadbytočná“ extra polrovina atómov, ktorá sa môže premiestňovať v kryštáli) cez zrná a závislosť od napätia je nelineárna ($n = 3-5$), ale rýchlosť deformácie nezávisí od veľkosti zŕn ($m = 0$). V oboch

¹⁴ Pod pojmom kríp budeme rozumieť pomalé tečenie.

prípadoch však z uvedenej rovnice vyplýva silná teplotná závislosť a v prípade dislokačného krípu ($E^* = 400 - 550 \text{ kJ/mol}$) je silnejšia než u difúzneho krípu ($E^* = 250 - 300 \text{ kJ/mol}$).

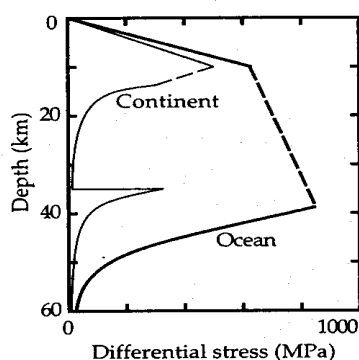
Pre prípad lineárnych materiálov môžeme viskozitu písať ako $\mu = \sigma/2s$. Použitím tohto vzťahu možno dostať nasledovnú závislosť viskozity od teploty

$$\mu = \mu_r \exp\left[\frac{(E^* + PV^*)}{R}\left(\frac{1}{T} - \frac{1}{T_r}\right)\right], \quad (2.16)$$

kde μ_r je viskozita pri referenčnej teplote T_r . Vidíme, že viskozita (alebo efektívna viskozita u nelineárnych materiálov) silne závisí od teploty materiálu (napríklad pri zmene teploty o 100 °C sa zmení viskozita o faktor 10). Efekt zmeny tlaku na deformačné rýchlosti a viskozitu nie je zatiaľ uspokojivo objasnený vzhľadom na už spomínané obmedzenia laboratórnych metód výskumu reológie hornín. Napriek tomu však laboratórne merania ukazujú, že pri tlaku 130 GPa v oblastiach plášťa blízkyh CMB rozhraniu je viskozita o dva rády vyššia ako v stredných hĺbkach plášťa.

Všeobecne sa predpokladá, že reológia plášťa je lineárna (dôvodom je aj jej jednoduchší matematický popis), s čím sa do veľkej miery zhodujú aj pozorovania súvisiace s postglaciálnym výzdvihom. Otázky prevládajúceho reologického správania plášťa (lineárny alebo nelineárny) sú však naďalej otvorené. Keďže reológia plášťa je významným východiskom pre modely popisujúce plášťovú konvekciu, táto nepresnosť sa následne prenáša aj do nich samotných.

Prechodové reologické správanie (vyššie spomenutý brittle-ductile prechod) medzi oboma reologickými režimami plášťa nemožno vymedziť presnými fyzikálnymi parametrami. Prechodové správanie vzniká, keď plastická deformácia môže nastať dostatočne rýchlo, čím zabráni narastajúcemu napätiu dostať vzorku do stavu krehkej deformácie. Nemožno ju jednoznačne parametricky vymedziť, pretože plastické deformačné rýchlosti sú silne závislé na okolitých podmienkach a neexistujú jednoznačné napätia, teploty a tlaky, pri ktorých vznikne. Napriek tomu sa pokúsime podrobnejšie popísať závislosť maximálnej hodnoty diferenciálneho napätia od hĺbky pre oceánsku (reprezentovanú tzv. „dry“ olivín-duktilnou reológiou s reprezentačnými deformačnými rýchlosťami $s \approx 10^{-15}/\text{sekunda}$; tieto rýchlosti totiž odpovedajú plášťovej konvekcii) a pevninskú kôru (reprezentovanú tzv. „wet“ olivín-reológiou). Tento priebeh (v podmienkach oboch geoteriem) je zobrazený na Obr. 23.



Obr. 23. Obálky diferenciálnych napätí (určujú medze pevnosti) pre kontinentálnu a oceánsku litosféru. Režim krehkých zlomov určujú rovné lineárne priamky, prerušované časti súvisia s prechodovým správaním, oblé čiary určujú medze nástupu plastického správania.

V grafe si môžeme všimnúť tri režimy, ktoré sme v tejto kapitole rozoberali: krehký režim (určený priamkami predstavujúcimi lineárnu závislosť), prechodovú oblasť (vyznačená čiarkovane – v nej prebieha deformácia len na „zlomoch“ mikroskopickej veľkosti, čiže nie pozdĺž „veľkých“ makroskopických zlomov) a plastický režim (oblé čiary). Odlišujúcou črtou kontinentálnej „obálky“ je fakt, že jej priebeh je bimodálny (čo súvisí s tým, že pevninská kôra

sa delí na vrchnú a spodnú) a celá obálka indikuje, že kontinentálna litosféra je „slabšia“ (podlieha menším diferenciálnym napätiam) ako oceánska litosféra.

3. Konvekcia v plášti, platňový a plumový mód

Kapitola je zameraná na prezentovanie najdôležitejších aspektov, ktoré súvisia s modelmi konvekcie v plášti. Konvekcia v plášti sa väčšinou modeluje klasickými hydrodynamickými rovnicami pre „kvapalinu“, ktorá má extrémne veľkú viskozitu. Najdôležitejšou úlohou každého modelu je identifikovanie fyzikálnych príčin a dominantných síl, ktoré konvekciu v nejakom objeme udržujú v dlhých časových škálach. Guľová vrstva, ktorá geometricky zrejme najlepšie odpovedá plášťu, je často nahradzovaná horizontálnou vrstvou, pretože je matematicky jednoduchšia. Dominantnými silami sú vždy vztlakové (Archimedove) sily, ktoré vznikajú, ak dosiahneme v objeme hustotné diferencie. Vztlakové sily môžu byť kladné, keď materiál hustotne ľahší ako jeho okolie stúpa nahor v gravitačnom poli a v anglickej vedeckej literatúre sa preň používa pojem „upwelling“. Naopak, vztlaková sila je záporná, ak hustotne ťažší materiál klesá nadol; potom hovoríme, že vzniká „downwelling“.

V podkapitole 3.1 uvádzame niektoré teoretické odhady zjednodušených situácií, pričom nebudeme vždy rigorózne uvádzať spôsob ich odvodenia. Prvým odhadom bude určenie závislosti rýchlosti stúpania hustotnej nehomogenity v tvare gule od jej polomeru, čo dáva veľmi rozumný odhad pre rýchlosť stúpania hlavy plumu. V druhom zjednodušenom modeli odhadneme rýchlosť klesania subdukujúcej litosférickej dosky do viskózneho plášťa. Súčasťou tejto podkapitoly je ilustrácia vzniku nestability rozhrania dvoch kvapalín rôznych hustôt, Rayleigh-Taylorovej nestability, ktorá je dôležitá pri vysvetlení vzniku plumu v D'' -vrstve.

V konvektívnych pohyboch v plášti možno rozpoznať dva módy, ktoré sú dosť nezávislé. Pohyb litosférických dosiek a ponáranie oceánskych dosiek vytvára konvektívne tečenia, výsledkom ktorých je pasívne vytlačanie materiálu v stredoocéánskych chrbtoch. Tento mód konvekcie sa nazýva platňový (doskový). Podkapitola 3.2 je zameraná na ukážky niektorých jeho numerických modelov. Druhý mód je mód plášťových hríbov (plumov). Tak ako v predchádzajúcich častiach, aj tu budeme používať termín „plume“ a mód nazveme plumový mód. Je predmetom podkapitoly 3.3.

V poslednej podkapitole 3.4 sa zameriame na syntetickejší pohľad na oba módy konvekcie a opäť pripomenieme základné geochemické rezervoáre, o ktorých nám oba módy prinášajú informácie.

3.1. Teoretické odhady

Konvekcia je druh hydrodynamického toku generovaného vnútornými vztlakmi¹⁵. Jednou z podmienok konvekcie je prítomnosť horizontálnych hustotných gradientov. V plášti sú hlavným zdrojom hustotných gradientov tepelné hraničné vrstvy, ktorých nestabilita je zdrojom konvektívnych pohybov. V princípe kvapalný materiál môže byť ohraničený dvoma tepelnými vrstvami – jednou z vrchu a jednou zo spodu. V prípade plášťa je vrchnou tepelnou hraničnou vrstvou litosféra a spodnou vrstvou pri rozhraní jadro-plášť. Cieľom nasledovných riadkov je načrtnúť jednoduchý model plášťovej konvekcie a odhadnúť rýchlosť stúpania materiálu z tepelnej hraničnej vrstvy, ako aj určiť podmienku vzniku jej nestability.

Vztlak je sila vyvolaná pôsobením gravitačnej sily na materiál s hustotou rozdielnou od svojho okolia. Možno teda napísať, že vztlak je súčinom rozdielu hustôt materiálu a okolia $\Delta\rho$, objemu materiálu V a tiažového zrýchlenia g . Teda

$$B = -g.V\Delta\rho = -g.\Delta m, \quad (3.1)$$

¹⁵ v tejto kapitole pod pojmom vztlak budeme mať na mysli vždy vztlakovú silu

kde Δm je hmotnostná anomália s objemom V a $\Delta\rho$ je rozdiel hustôt „anomálie“ ρ_V a okolitého materiálu ρ . Platí zároveň znamienková konvencia, že vztlak je kladný smerom nahor, záporný smerom nadol, gravitačné zrýchlenie je kladné smerom nadol (vždy), preto je vo vzťahu použité znamienko mínus, aby pre zápornú hodnotu $\Delta\rho$ (materiál stúpa) bolo B kladné.

Ako bolo spomínané, za istých okolností, ktoré podrobnejšie rozoberieme v závere tejto kapitoly, sa môže stať tepelná hraničná vrstva nestabilnou. Vtedy sa z nej „uvoľní“ materiál, ktorý bude stúpať okolitým materiálom smerom nahor. Predstavme si, že tento stúpajúci materiál má tvar gule (čo možno považovať v hrubom priblížení za hlavu plumu). Pýtajme sa, akou rýchlosťou bude hlava plumu stúpať okolitým plášťovým materiálom. Vztlak pôsobiaci na guľu je $B = -4\pi.r^3.g.\Delta\rho/3$, kde r je polomer gule. Proti pohybu vyvolaného vztlakom bude na guľu pôsobiť odporová viskózná sila okolitého materiálu (pozri Davies, 2001, str. 150), ktorej veľkosť bude $R = -4\pi.r^2.c\mu.v/r = -4\pi.c.r\mu.v$, kde c je konštanta približne rovná 1, μ viskozita (okolitého) materiálu a v rýchlosť pohybu materiálu. Znamienko mínus znamená, že odporová sila pôsobí proti pohybu nahor. Za podmienky rovnováhy vztlaku a odporovej sily, kedy $B + R = 0$, bude rýchlosť stúpania konštantná. Teda z rovnice $4\pi.c.r.\mu.v + 4\pi.r^3.g.\Delta\rho/3 = 0$ získame hľadaný vzťah pre rovnovážnu rýchlosť stúpania hlavy plumu sférického tvaru v tvare

$$v = -g.\Delta\rho.r^2 / 3c\mu, \quad (3.2)$$

Čo nám hovorí náš dosiahnutý výsledok? Ak bude hodnota rýchlosti nižšia ako rovnovážna, znamená to, že odporová sila je menšia než vztlak a materiál sa bude zrýchľovať. Naopak, ak je rýchlosť väčšia, materiál bude spomaľovať. Ďalej si možno všimnúť, že výsledná rýchlosť je priamo úmerná hustotnému deficitu konvektujúceho materiálu a nepriamo úmerná viskozite materiálu okolitého prostredia. Je vhodné si tiež uvedomiť, že výsledná rýchlosť závisí od polomeru gule ako r^2 , teda čím je guľa väčšia, tým rýchlejšie stúpa, čo je určite najzaujímavejší výsledok tohto odhadu. Napokon, ak do našich úvah zakomponujeme fakt, že viskozita materiálu v hlave plumu μ_S môže byť odlišná ako viskozita okolitého materiálu plášťa μ , prejaví sa to v hodnote konštanty c , ktorú možno všeobecne písať ako

$$c = \frac{\mu + 1,5\mu_S}{\mu + \mu_S}, \quad (3.3)$$

ktorej hodnota sa pohybuje v rozpätí 1 – 1,5; a teda závislosť na vnútornej viskozite materiálu nie je významná.¹⁶

Aplikujme teraz rovnicu (3.2) na podmienky hlavy plášťového plumu s polomerom $r = 500 \text{ km}$, hustotným deficitom $\Delta\rho = 30 \text{ kg/m}^3$ (odpovedá jeho teplote o $300 \text{ }^\circ\text{C}$ väčšej ako okolie). Predpokladajme, že viskozita okolitého plášťa je (typická odhadovaná hodnota pre stredné vrstvy plášťa) $\mu = 10^{22} \text{ Pa.s}$. Tieto hodnoty nám dajú odhad rýchlosti $v = 2,5 \times 10^{-9} \text{ m/s} = 80 \text{ mm/rok} = 80 \text{ km/Ma}$ ¹⁷. Vidíme teda, že podľa našich hrubých prepočtov by hlava plumu prekonala vzdialenosť $2\,000 \text{ km}$ plášťa za 25 Ma . Ak by sme zmenili hodnotu viskozity, tak sa bude zrejme meniť aj čas, ktorý hlava plumu potrebuje na prekonanie vzdialenosti od spodného plášťa k povrchu.

Z našich doterajších úvah teda vyplýva, že pre konvekciu nie je podstatný len rozdiel hustôt rôznych materiálov, ale skôr vztlaková sila, ktorá závisí aj od objemu, teda od rozmerov telesa, ktoré vztlaku podlieha. Pre vztlakovú silu určenú teplotnými rozdielmi možno pre

¹⁶ limitnými prípadmi sú hodnota $c = 1$ pre $\mu_S = 0$ (neviskózná guľa) a $c = 1,5$ pre nekonečné μ_S (prípád dokonale tuhej gule)

¹⁷ Ma = milión rokov

hustotu ρ (t.j. aj vztlak) závislú od teploty T písať stavovú rovnicu v tvare

$$\rho = \rho_0 [1 - \alpha(T - T_0)], \quad (3.4)$$

kde ρ_0 je hustota pri referenčnej teplote T_0 a α koeficient objemovej teplotnej rozťažnosti. Pri rozdieloch teplôt 1 000°C a typickej hodnote koeficientu α pre vrchné časti plášťa $\alpha = 3 \times 10^{-5}/^\circ\text{C}$ vznikne hustotný kontrast približne 3%. Je vhodné tiež urobiť si predstavu o veľkostiach vztlaku pôsobiacich na rôzne objekty. Napríklad, na teleso veľkosti guľičkového ložiska bude pôsobiť vztlaková sila -0,02 N, kým na hlavu plumu o priemere 1 000 km pri teplotnom rozdieli asi 300°C bude pôsobiť vztlak 2×10^{20} N. Na jeden meter dĺžky (v smere oceánskej priekopy, kde je geodynamicky subdukcia, teda v horizontálnom smere) ponorenej oceánskej litosférickej dosky do hĺbky 600 km bude pôsobiť záporný vztlak -40×10^{12} N/m. Ak by sa takáto doska dostala až do spodných vrstiev plášťa do hĺbok približne 3 000 km, záporný vztlak na ňu pôsobiaci vzrastie na -200×10^{12} N/m. Teda, ak porovnáme hodnoty pre kladný vztlak plumu (stúpa nahor) a 1 000 km = 10^6 m širokej oceánskej litosférickej dosky v hĺbke 3 000 km, rovnajú sa. Napriek tomu, ak si uvedomíme, že celková dĺžka subdukčných zón oceánskych dosiek je vyše 30 000 km, je celková vztlaková sila na jeden plume zanedbateľná oproti hodnote celkovej (zápornej) vztlakovej sily na celý systém subdukujúcich dosiek.

V nasledovnej časti pomocou matematicky veľmi jednoduchého fyzikálneho modelu si priblížime mechanizmus platňového módu plášťovej konvekcie. Na Obr. 24 je znázornený model plášťa s litosférickou doskou hrúbky d klesajúcou do viskózneho plášťa v subdukčnej oblasti. Platňa predstavuje tepelnú hraničnú vrstvu, v ktorej sa teplota mení od povrchovej hodnoty na hodnotu vo vnútri plášťa. Keďže platňa je studená, je hustejšia a má tendenciu sa ponoriť, lebo pôsobí na ňu záporný vztlak. Výsledkom záporného vztlaku je stav, že v subdukčných oblastiach sa litosférická doska ponára pod inú, vďaka vlastnej tiaži klesá do plášťa a interaguje s okolitým viskóznym materiálom, čo je mechanizmus vyvolávajúci konvekciu. Stručne a výstižne povedané, konvekcia v plášti vzniká v dôsledku poklesu platní v subdukčných zónach v dôsledku zápornej vztlakovej sily. Teda nie konvekcia spôsobuje pohyb dosiek, ale pohyb dosiek spôsobuje konvekciu. Pohyb dosky je ale spomaľovaný pôsobením viskózných napätí úmerných rýchlosti poklesu dosky. Keď sa odporová (viskózna) sila vyrovná vztlaku dosky, nastane rovnovážny stav a doska klesá konštantnou rýchlosťou.

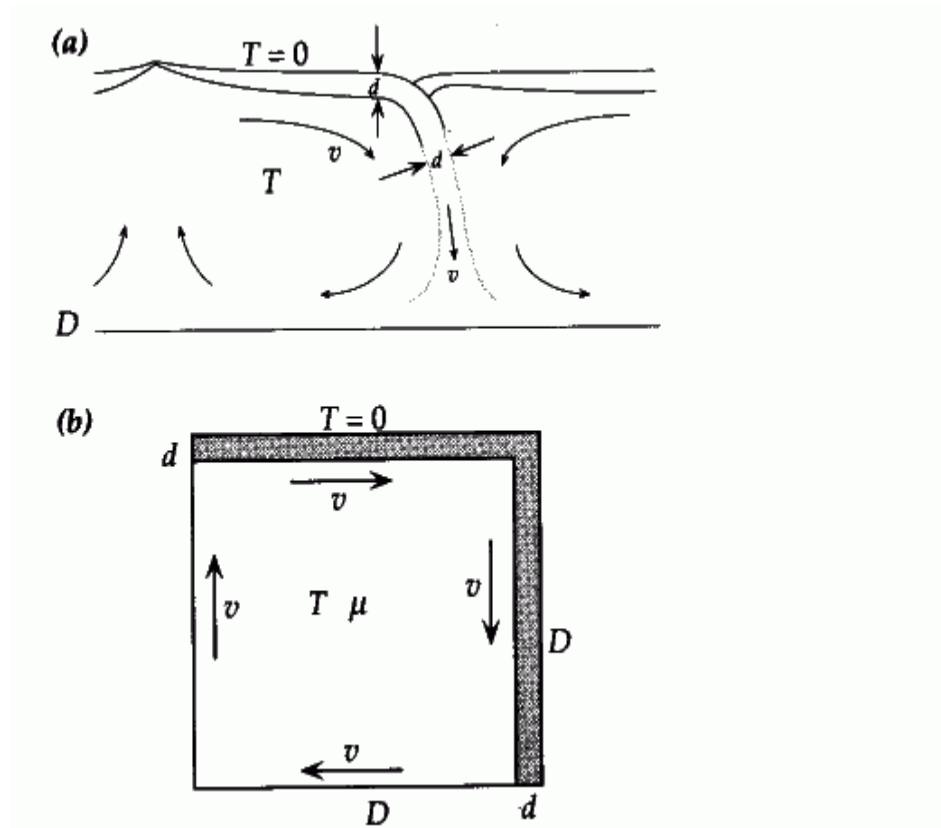
Aby sme aspoň rádozo odhadli rýchlosť pohybu (poklesu) dosky, vytvoríme si jednoduchý model reálnej situácie z Obr. 24(a) v zidealizovanom 2D priblížení znázornenom na Obr. 24(b). Najskôr si vyjadríme vztlak dosky klesajúcej pozdĺž pravej strany „štvorca“ s dĺžkou hrany D . Za podmienky, že si zachová svoju hrúbku d a teplotný profil, z rovníc (3.1) a (3.4) získame pre vztlakovú silu $B = g \cdot D \cdot d \cdot \rho \cdot \alpha \cdot \Delta T$, kde ΔT je priemerný rozdiel teplôt medzi ponárajúcou sa doskou a vnútom plášťa, čo môžeme aproximovať hodnotou $\Delta T = -T/2$, kde T je teplota vnútra výpočtovej oblasti. Dosadením tohto odhadu dostaneme pre vztlak B

$$B = -g \cdot D \cdot d \cdot \rho \cdot \alpha \cdot T / 2. \quad (3.5)$$

V tomto vzťahu môžeme odhadnúť hodnoty všetkých veličín okrem hrúbky litosférickej dosky d . Ak si však uvedomíme, že doska vznikla ochladením materiálu tepelnej hraničnej vrstvy mechanizmom kondukcie tepla z plášťa smerom k povrchu, môžeme hrúbku dosky d vyjadriť nasledovne (bez uvádzania podrobnejšieho postupu)

$$d = \sqrt{\kappa t} = \sqrt{\kappa D / v}, \quad (3.6)$$

kde κ je koeficient tepelnej difuzivity.



Obr. 24. (a) Náčrt tečení hnaných subdukujúcou doskou hrúbky d , ktorá klesá rýchlosťou v . (b) Idealizovaný dvojdimenzionálny model situácie (a).

Proti zápornej vztlakovej sily dosky pôsobí odporová sila vyvolaná viskóznymi napätiami σ . Keďže v našom prípade sa rýchlosť cez štvorec o hrane D mení z hodnoty v na hodnotu $-v$, reprezentatívny gradient rýchlosti bude $2v/D$. Potom veľkosť viskózných napätí v prostredí s viskozitou μ bude

$$\sigma = \mu \cdot 2v / D \quad (3.7)$$

Toto viskózne napätie má rozmer sily na jednotku plochy. Silu na jednotku dĺžky dosky dostaneme pre násobením σ zo vzorca (3.7) vertikálnou dĺžkou dosky D a získame tak pre veľkosť odporovej sily odhad

$$R = D \cdot \sigma = D \cdot 2\mu \cdot v / D = 2\mu \cdot v \quad (3.8)$$

Rovnovážny stav medzi vztlakovou a odporovou silou nastane podobne ako v predchádzajúcom prípade stanovením podmienky $B + R = 0$, čo z rovníc (3.5), (3.6) a (3.8) dáva hľadanú rýchlosť pohybu dosky

$$v = D \left(\frac{g \cdot \rho \cdot \alpha \cdot T \sqrt{\kappa}}{4\mu} \right)^{2/3} \quad (3.9)$$

Teraz môžeme do posledného vzťahu (3.9) dosadiť relevantné plášťové hodnoty. Nech $D = 3000 \text{ km}$, $\rho = 4000 \text{ kg/m}^3$, $\alpha = 2 \times 10^{-5} / ^\circ\text{C}$, $T = 1400 \text{ } ^\circ\text{C}$, $\kappa = 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$, $\mu = 10^{22} \text{ Pa}\cdot\text{s}$, potom získame pre veľkosť rýchlosti pohybu litosférickej dosky hodnotu $v = 2,8 \times 10^{-9} \text{ m/s} = 90 \text{ mm/rok}$,

čo sa zhoduje s pozorovanými rýchlosťami pohybu rýchlejšie sa pohybujúcich platní.

Okrem toho, že sme vytvorili jednoduchý model konvekcie, ktorý nám dáva rádovo presné výsledky pozorovaných veličín (rýchlosti pohybu dosiek, tepelného toku litosférou a pod.), získali sme aj informáciu o škálach veličín, čo nám umožní zaviesť bezrozmerné veličiny dôležité pre popis konvekcie.

Skombinovaním rovníc (3.6) a (3.10) získame

$$\left(\frac{D}{d}\right)^3 = \frac{g \cdot \rho \cdot \alpha \cdot T \cdot D^3}{4\kappa \cdot \mu}. \quad (3.10)$$

Z tohto vzťahu vyplýva, že ak bude hrúbka hraničnej vrstvy 2,15 – krát menšia (15 km) a tepelný tok cez ňu 2,15 – krát väčší (275 mW/m^2), vzrastie viskozita desaťnásobne. Na vzťahu (3.10) je zaujímavá jeho bezrozmernosť a je definíciou bezrozmerného Rayleighovho čísla (až na multiplikatívnu konštantu) $Ra = \frac{g \cdot \rho \cdot \alpha \cdot T \cdot D^3}{\kappa \cdot \mu}$. Pre plášť môžeme dostať jeho hodnotu, ak

dosadíme hodnoty ako v prípade rovnice (3.9) a dostaneme tak $Ra \approx 3 \times 10^6$. Prepísaním rovnice (3.10) cez Rayleighovo číslo získame vzťah $d/D \propto Ra^{-1/3}$, odkiaľ možno uvidieť praktický význam Ra pre škálovanie neznámej hrúbky dosky d ku známej hĺbke kvapalnej vrstvy D .

Ďalšou bezrozmernou veličinou je charakteristický čas $t_\kappa \equiv \nu \cdot D / \kappa = \nu / V$, kde ako škálovacie veličiny vystupujú charakteristická rýchlosť V závislá od geometrie problému ako $V = \kappa / D$ a hĺbka D . Charakteristický čas vyjadruje čas potrebný na ochladnutie kvapalnej vrstvy v dôsledku len tepelnej difúzie (iba kondukcia) a určuje tepelnú difúziu škálu.

V porovnaní s charakteristickým časom kondukčného procesu vystupuje charakteristický čas konvekcie $t_\nu = D/\nu$, čo je čas, ktorý potrebuje element kvapaliny, aby prekonal hĺbku kvapalnej vrstvy D typickou rýchlosťou konvekcie ν ; niekedy sa nazýva i tranzitným časom. Charakteristický čas konvekcie možno vyjadriť pomocou charakteristického času kondukcie a Rayleighovho čísla nasledovne: $t_\nu = D/\nu = t_\kappa Ra^{-2/3}$. Ak použijeme hodnotu $Ra = 3 \times 10^6$, potom je charakteristický čas konvekcie $t_\nu = 5 \times 10^{-5} t_\kappa$. Čím je hodnota Ra väčšia, tým je hodnota t_ν menšia než t_κ , čo znamená, že konvekcia je omnoho účinnejší spôsob transportu tepla než kondukcia. Iné vyjadrenie charakteristického času konvekcie prostredníctvom koeficientu tepelnej difuzivity dáva vzťah $t_\nu \equiv (D^2/\kappa)Ra^{-2/3}$.

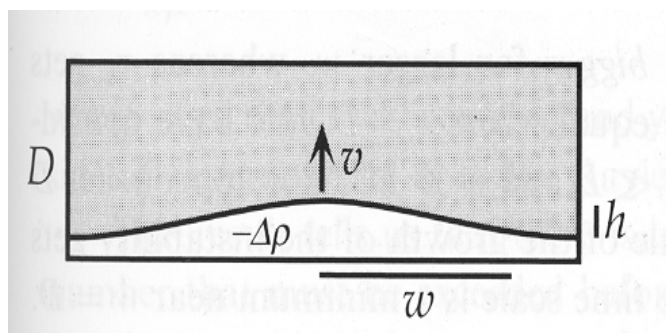
Ďalšou škálovateľnou veličinou je povrchový tepelný tok q , definovaný ako gradient teploty cez hraničnú vrstvu, algebraicky vyjadrené ako $q = KT/d$, kde K je koeficient tepelnej vodivosti (kondukčivity). Tepelný tok možno potom vyjadriť, použijúc odhad $d/D \sim Ra^{-1/3}$, ako $q = (KT/D) \cdot Ra^{1/3}$. Z tohto vzťahu vidíme, že tepelný tok je škálovaný tepelnou kondukciou cez kvapalnú vrstvu hrúbky D , ak je teplota dolnej hraničnej vrstvy T a teplota povrchu $T = 0$. Ak si označíme q_k ako tepelný tok v ustálenom stave pri absencii konvekcie, potom môžeme zaviesť nové bezrozmerné – Nusseltovo – číslo nasledovne: $Nu \equiv q/q_k = qD/KT$, a vo vyjadrení pomocou Ra dostaneme $Nu \propto Ra^{1/3}$. Nusseltovo číslo teda vyjadruje účinnosť konvekcie ako mechanizmu transportu tepla voči mechanizmu kondukcie. Pre plášť je typická hodnota $Nu \approx 100$, t.j. dominantným mechanizmom transportu tepla v plášti bude konvekcia.

Dôležitým problémom konvekcie je analýza problému marginálnej stability. Ak je počiatočná teplota na spodnej vrstve¹⁸ rovnaká ako na vrchnej, konvekcia nenastane. Ak však

¹⁸ pod spodnou hraničnou vrstvou nemáme na mysli len CMB rozhranie (i keď práve skúmanie marginálnej stability pre rozhranie jadro-plášť je motivujúcim prvkom pre popis vzniku plumov), ale každé kvapalné prostredie ohraničené dvoma horizontálnymi hraničnými vrstvami (vrchnou a spodnou)

teplotu spodnej vrstvy pomaly zvyšujeme, konvektívny pohyb materiálu z tejto vrstvy nenastane okamžite, ale až pri dosiahnutí určitého kritického rozdielu teplôt. Marginálnu (hraničnú) stabilitu možno teda charakterizovať ako podmienku nástupu nestability. Ako prvý tento problém matematicky popísal lord Rayleigh, ktorý ukázal, že marginálna stabilita nastáva pri kritickom Rayleighovom čísle (závislom na geometrii a chemickom zložení rozhrania), ktorého hodnota je zvyčajne rádu približne 1000.

Predstavme si dve vrstvy kvapaliny (s menej hustou kvapalinou naspodu), ktorých rozdiel hustôt je $\Delta\rho$, a ktoré sú oddelené od seba rozhraním s vydutinou malej výšky h a šírky w , ako je to znázornené na Obr. 25. Ukážeme, že takéto rozhranie je nestabilné. Vztlak tejto vydutiny (voči okolitej kvapaline) bude $B = g \cdot \Delta\rho \cdot w \cdot h$ ¹⁹ a jeho pôsobením bude vydutina rásť rýchlosťou $v = \partial h / \partial t$. Voči „rastu“ vydutiny bude pôsobiť vďaka viskóznym napätiam kvapaliny odporová sila, pričom je potrebné rozlíšiť dva prípady v závislosti od šírky vydutiny w voči hĺbke vrstvy D .



Obr. 25. Schematický náčrt dvoch vrstiev kvapaliny, keď hustejšia je hore a zvlnené rozhranie medzi nimi sa stane nestabilné. Obrázok sa viaže na vznik plumu v spodnej hraničnej tepelnej vrstve na CMB rozhraní.

Ak platí podmienka $w \ll D$, bude odporová sila úmerná gradientu rýchlosti v/w a jej veľkosť bude $R_s = \mu(v/w)w = \mu \cdot v = \mu \frac{\partial h}{\partial t}$, kde v/w je charakteristická rýchlosť deformácie rozhrania.

V podmienke rovnováhy vztlaku a odporovej sily bude platiť diferenciálna rovnica

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{g \cdot \Delta\rho \cdot w}{\mu} h, \quad (3.11)$$

ktorá má riešenie $h = h_0 \exp(t/\tau_s)$, kde h_0 je konštanta a časová konštanta $\tau_s = \frac{\mu}{g \cdot \Delta\rho \cdot w}$. Získané

riešenie znamená, že vydutina rastie exponenciálne s časovou konštantou τ_s , pričom tento rast je spôsobený nestabilitou rozhrania spôsobenej hustotnou diferenciou kvapalín. Takýto druh nestability sa nazýva Rayleigh-Taylorovou nestabilitou. Čas τ_s klesá s rastúcou hodnotou w , teda širšie výdute rastú rýchlejšie. Existuje však limita, keď tento stav neplatí. Ak w je porovnateľné s rozmerom D , vrchol výdute bude ovplyvnený aj tokmi pozdĺž rozhrania a narastie odporová viskózna sila. Ak je teda šírka vydutiny omnoho väčšia ako hĺbka vrstvy, t.j. $w \gg D$, dominantný viskózný odpor bude súvisieť s horizontálnymi strihovými tokmi s rýchlosťami u pozdĺž rozhrania a zo zákona zachovania hmotnosti $uD = vw$ bude charakteristický gradient tohto strihového toku $u/D = vw/D^2$ a odporová sila bude mať veľkosť $R_l = \mu \cdot (u/D) \cdot w = \mu \cdot v \cdot w^2 / D^2$. Podmienka rovnováhy vztlaku a odporovej sily vedie na diferenciálnu rovnicu

¹⁹ vztlak je tu vyjadrený na jednotku dĺžky; účelom je chápať úlohu ako 3D problém

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{g \cdot \Delta \rho \cdot D^2}{\mu \cdot w} h, \quad (3.12)$$

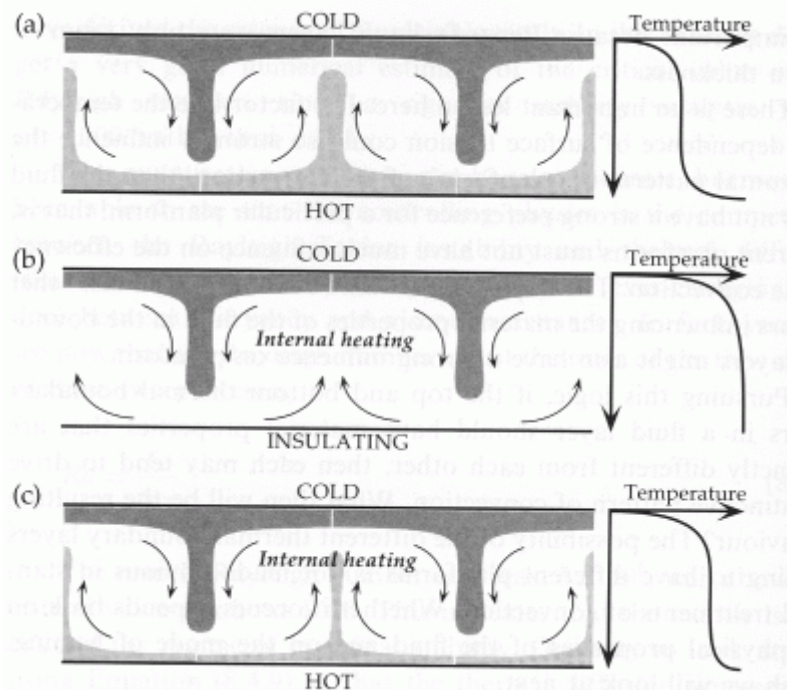
ktorá vedie na rovnaké exponenciálne riešenie ako v predchádzajúcom prípade, avšak s rozdielnou časovou konštantou $\tau_l = \frac{\mu \cdot w}{g \cdot \Delta \rho \cdot D^2}$. Hodnoty časových konštant τ_s a τ_l sa rovnajú pri

hodnote $w = D$, čo je zároveň podmienka ich minima. Inak povedané, pri podmienke rovnosti šírky vydutiny w a hĺbky rozhrania D vydutina rastie najrýchlejšie a jej časová škála rastu

$\tau_{RT} = \frac{\mu}{g \cdot \Delta \rho \cdot D}$ sa nazýva aj Rayleigh – Taylorova časová škála.

Uvedený mechanizmus popisuje vznik plášťových hríbov (plumov) v nestabilnej D''-vrstve na rozhraní jadro – plášť, k čomu sa podrobnejšie vrátíme v podkapitole 3.3. Iným dôsledkom úvah o marginálnej stabilite je poznanie, že Rayleighovo číslo pre plášť je prinajmenšom 3×10^6 , čo je omnoho viac ako kritická hodnota $Ra \approx 1000$. Znamená to, že plášť je veľmi ďaleko od režimu hraničnej stability, a teda prebieha v ňom rozvinutá intenzívna konvekcia.

V poslednej časti tejto kapitoly si rozoberieme niekoľko scenárov vplyvu tepelných hraničných vrstiev (spodnej a vrchnej) na konvekciu tak, ako sú postupne znázornené na Obr. 26



Obr. 26. Schematické náčrty, ktoré ilustrujú, ako prítomnosť a veľkosť spodnej tepelnej hraničnej vrstvy je ovplyvnená mechanizmami zohrievania vrstvy.

spolu s priebehom teploty v závislosti od hĺbky kvapaliny medzi rozhraniami. Prvý scenár na Obr. 26(a) znázorňuje situáciu, keď je vrstva kvapaliny zohrievaná zospodu a ochladzovaná zhora. Pri oboch hraniciach sú vytvorené tepelné hraničné vrstvy. Ich nestability vedú k striedaniu hore smerujúcich (upwellings) a dole smerujúcich (downwellings) tečení. Výsledkom je vznik „rotujúcich“ buniek materiálu medzi vrstvami „upwellingov“ a „downwellingov“, čo znamená, že hraničné vrstvy sa navzájom neovplyvňujú a pôsobia ako dve samostatné dynamicky oddelené entity.

Druhý scenár konvekcie je znázornený na Obr. 26(b), ktorý znázorňuje situáciu, kedy

neexistuje spodná tepelná hraničná vrstva a spodné rozhranie materiálu je tepelne izolované. Uvedený scenár je prípad určitej aproximácie doskového módu konvekcie, ktorý sme už v tejto kapitole podrobnejšie rozoberali (pozri Obr. 24). Kvapalný materiál je ochladzovaný zvrchu a v dôsledku existencie vrchnej (studenej) hraničnej vrstvy (napr. litosféry) a tvorbe tepla rozpadom rádioaktívnych prvkov bude tok studeného materiálu smerovať nadol („downwelling“). Aj napriek neexistencii spodnej hraničnej vrstvy, klesajúci studený materiál z vrchnej vrstvy ženie cirkuláciu, ale „upwellingy“ sú pasívne. Existujú len vďaka klesajúcemu studenému materiálu.

Tretí scenár (Obr. 26(c)) je založený na kombinácii druhého a prvého scenára, keď vo vrstve pôsobia vnútorné zdroje tepla, napr. v dôsledku rádioaktívneho rozpadu a zo spodu tiež vstupuje tepelný tok. Výsledkom je menší teplotný gradient v spodnej hraničnej vrstve oproti vrchnej, teda vrchná hraničná vrstva je silnejšia ako spodná. Zdá sa, že konvekciu v zemskom plášti možno ilustrovať najlepšie týmto kombinovaným režimom.

3.2 Platňový mód

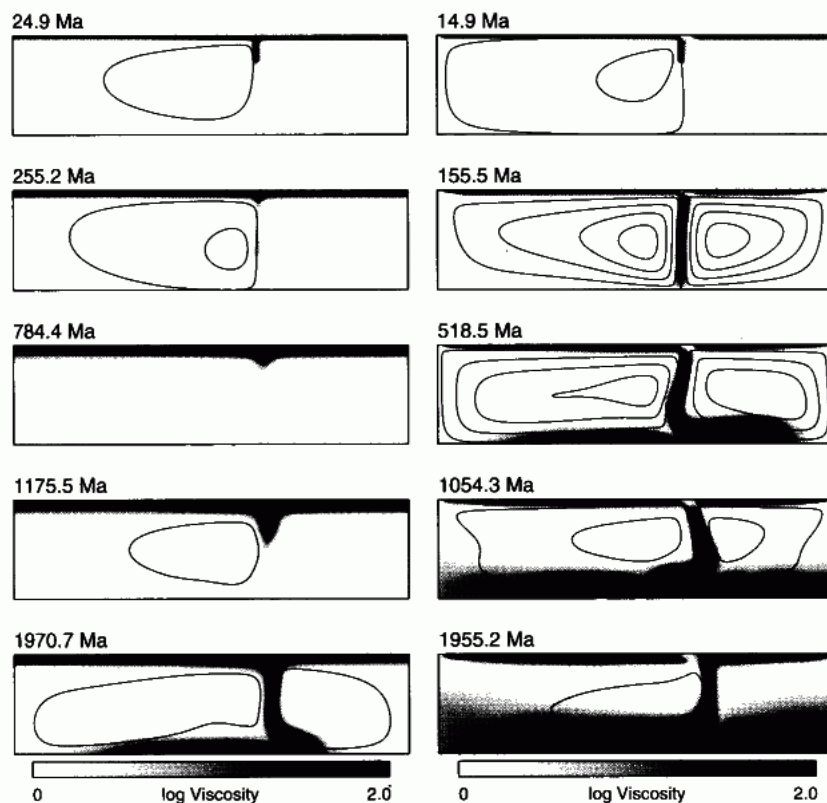
Ako sme spomínali v predchádzajúcej podkapitole 3.1, jedným z konvektívnych procesov v plášti je platňový mód, ktorému sa budeme v tejto časti venovať podrobnejšie. Ak sa na plášť pozrieme v dlhšej časovej (geologickej) škále, môžeme jeho materiál považovať za lineárnu viskóznou tekutinu. Na druhej strane, vychladnutá litosféra sa správa ako tuhý krehký (angl. brittle solid) materiál. Môžeme si teda položiť otázku, aký je vzájomný vzťah medzi pohybujúcimi sa platňami (čo je fakt známy z pozorovaní) a konvekciou v plášti. V minulosti prevládal názor, že úloha litosféry v mechanizme konvekcie je pasívna, t.j. platne sú unášané v dôsledku konvekcie po povrchu čiastočne nataveného astenosférického materiálu plášťa. Opačný názor, uznávaný dnes, tvrdí, že platne a litosféra ako vrchná tepelná hraničná vrstva hrajú v celom procese aktívnu úlohu. V ďalšej časti tejto kapitoly sa pokúsime stručne kvalitatívne vysvetliť tento názor.

Úvodom si položíme otázku, kedy a ako vzniká vrchná tepelná hraničná vrstva (t.j. oceánska litosféra). Mechanizmom jej vzniku je difúzia tepla z kvapaliny cez vrchnú hranicu kvapaliny. V dôsledku tejto difúzie a konvekcie tepla materiál nachádzajúci sa v oblasti hraničnej vrstvy ochladzuje a tuhne. Čo je zvláštne na litosfére, je jej rozlamanosť na litosférické dosky (platne) a existencia zlomov v nich. Tieto zlomy umožňujú relatívny pohyb medzi platňami navzájom, t.j. platne sú mobilné. Mechanizmus, ktorým litosféra ako vrchná tepelná hraničná vrstva vyvoláva konvekciu, sa líši od mechanizmu Rayleigh-Taylorovej nestability popísanej v podkapitole 3.1. Litosférické dosky sú pevné (silné), avšak v oblasti styku dosiek prichádza v dôsledku ich vzájomného pohybu k ich vzájomnému kontaktu, pričom môže nastať „podsv“ (subdukcia) jednej litosférickej dosky pod inú v dôsledku negatívneho vztlaku. Keďže oceánska doska je desiatky miliónov rokov stará, studená a jej hustota sa v dôsledku ochladzovania zvýšila môže toto zahĺbenie nastať. Pripomíname, že v 2. kapitole na Obr. 21 (vpravo), je uvedený graf hustotnej diferencie studenej dosky a okolitého ochudobneného plášťa, čo je podstatný dôvod pre záporný vztlak. Rýchlosť klesania dosky sme odhadli v podkapitole 3.1. Negatívny vztlak ponorenej dosky vyvoláva reakciu v podobe pozitívneho vztlaku materiálu „tlačiaceho“ sa z plášťa v miestach stredoocéánskych chrbtov (angl. spreading centres) v podobe materiálu MORB-ov, o ktorých sme podrobnejšie písali aj v 1. kapitole. Tento materiál plášťa je ochladzovaný mechanizmom kondukcie, ktorým vzniká tuhá a pevná vrstva formujúca sa v oceánsku litosférickú platňu. „Lubovoľný bod“ v tele platne sa pohybuje smerom od stredoocéánskeho chrbátu, až kým nedorazí do subdukčnej zóny, kde sa ponára a kolobeh sa uzatvára.

Aby sme naše úvahy o aktívnej úlohe litosférických dosiek podporili dôkazmi,

spomenieme niekoľko numerických simulácií tak, ako ich uvádza Davies (Davies, 2001, s. 264-269). Ide o modely znázorňujúce mechanizmus platňového konvektívneho módu pri rôznych vstupných parametroch a režimoch.

Ako prvý si rozoberme efekt závislosti reológie plášt'a na teplote, vďaka ktorej je litosféra omnoho viskóznejšia ako materiál plášt'a. Táto situácia je znázornená v ľavej sekvencii Obr. 27. V tejto simulácii je litosféra kompaktná bez zlomov, avšak vyčnieva z nej akýsi "prevys" materiálu (v strede výpočtovej oblasti) znázorňujúci ponorenú litosférickú dosku v subdukčnej zóne, pričom viskozita najchladnejšej vrstvy najvrchnejšieho materiálu predstavujúceho litosféru je 100 – krát väčšia ako viskozita najteplejšej spodnej vrstvy. Vidíme, že negatívny vztlak prevysu (slúži na iniciáciu konvekcie) vyvolá pomalé ponáranie materiálu litosféry, a tým vznik konvekcie, avšak až v rozpätí cca miliardy rokov.

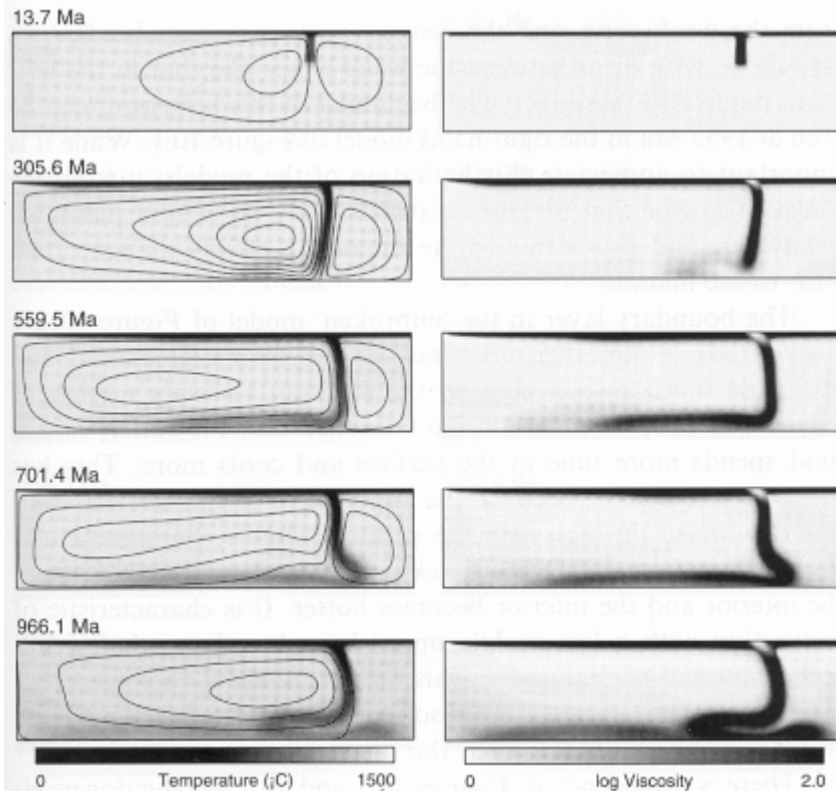


Obr. 27. Sekvencia vývoja počítačového modelu klesajúcej dosky. Vľavo: teplotne závislá viskozita, horná kompaktná vrstva má 100-krát vyššiu viskozitu ako vnútro vrstvy. Vpravo: rovnaký model, len horná tepelná hraničná vrstva má tri nízkoviskózne slabé zóny: na okrajoch a v strede v mieste subdukcie. Konvekcia v objeme je podstatne mohutnejšia ako pre prípad ľavej sekvencie.

Mierne odlišná situácia je simulovaná na pravej strane Obr. 27. Tu je litosféra zoslabená predpísaním nižšej viskozity na troch miestach: na ľavom a pravom okraji dosky a v mieste úvodného prevysu. Môžeme vidieť, že slabé miesta zvyšujú mobilitu materiálu litosféry a urýchľujú vznik konvektívnych pohybov (znázornené systémom prúdnic).

Druhá séria výstupov zo simulácií platňového módu konvekcie je znázornená na Obr. 28. Od pravej sekvencie z Obr. 27 sa líši v počte slabých miest (sú len dve – na ľavom okraji a pri prevyse) a umiestnení prevysu (nachádza sa bližšie k pravému okraju, čo vnáša do modelu asymetriu). Vďaka neexistencii slabého miesta vpravo (doska je vlastne ukotvená na pravom okraji 2D výpočtovej oblasti) sa časť platne vpravo od prevysu nehýbe a vzniknutý tok pod ňou je omnoho menší ako pod mobilnou ľavou časťou (viditeľné podľa prúdočiar), t.j. konvekcia v plášti nadobúda asymetrický tvar (na rozdiel od situácie na pravej strane Obr. 27). Model

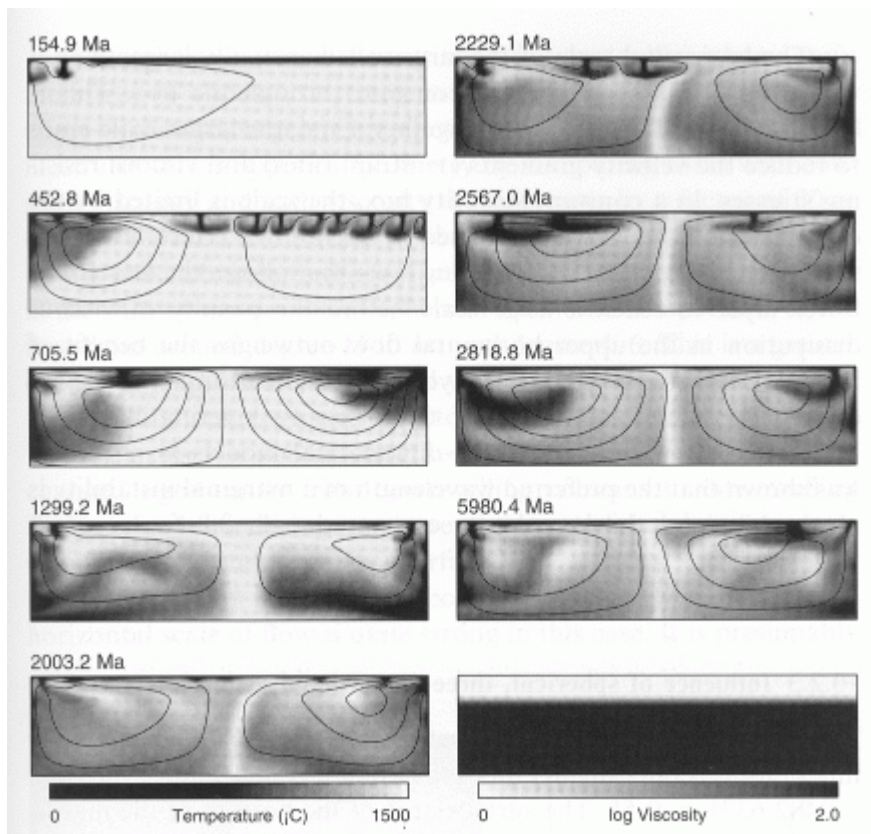
zároveň ukazuje, že ak je vrchná tepelná hraničná vrstva tuhá a mobilná (čo je prípad našich platní), potom topológia rozhraní platní určuje rozmiestnenie “hore a dole smerujúcich tokov” (upwellingov a downwellingov). Downwellings sa nachádzajú v miestach, kde sa hraničná vrstva ponára (teda len v subdukčných zónach), kým pasívne upwellings vznikajú v stredoocéánskych chrbtoch a pod stacionárnymi platňami.



Obr. 28. Sekvencia vývoja klesajúcej dosky, keď slabé miesto s nízkou viskozitou je v ľavom rohu a v asymetricky uloženej subdukčnej oblasti. Pravá časť dosky je nemobilná. V ľavej časti je od tieňami šedej znázornené teplotné pole a prúdnice, vpravo distribúcia materiálu podľa veľkosti viskozity.

Druhý parameter, ktorý môže výrazne ovplyvniť charakter platňového módu plášťovej konvekcie, je vyššia viskozita spodného plášťa oproti vrchným vrstvám, čo bolo načrtnuté v podkapitole 2.3 venovanej reológii plášťa. Vplyv tohto efektu je znázornený na Obr. 29. V modeli bol zohľadnený nárast viskozity o dva rády v hĺbke zodpovedajúcej 730 km (pri celkovej uvažovanej hĺbke plášťa 3 000 km). Môžeme si všimnúť, že najskôr vzniknú malé downwellings vo vrstve s nižšou viskozitou ilustrujúce efekt Rayleigh-Taylorovej nestability (sekvencia 452.8 Ma), ktoré však s pribúdajúcim časom spomaľujú svoj rast a naopak vyvolajú tok vo vysokoviskózne spodnej vrstve (výrazné napr. v 705.5 Ma), ktorý je však (podľa geometrie prúdočiar) cca 4-krát pomalší ako v nízkoviskózne vrstve. V dlhšej časovej škále (2 229.1 Ma a vyššie) je viditeľná dvojbunková konvekcia a formujúce sa dva silné downwellings približne v strede obrázku.

Na záver úvah o platňovom móde by sme dodali dve poznámky. Prvá sa týka problému možného dvojvrstvého charakteru konvekcie načrtnutého v podkapitole 2.3 v súvislosti s fázovým prechodom olivínu v hĺbke 660 km. Pripomeňme, že ak je Clapeyronov sklon v tejto hĺbke väčší ako -4 MPa/K, tvorilo by toto rozhranie zádrž pre ponárajúce sa dosky, čoho možným dôsledkom by bol už spomenutý dvojvrstvý model konvekcie v plášti. Keďže však v súčasnosti prevládajú dôkazy v podobe výstupov z numerických modelov a výsledky seizmickej tomografie ukazujúce ponorené staré platne v hĺbkach pod 660 km, uvedeným možným komplikáciám sme sa v tejto časti práce nevenovali. Druhá poznámka spočíva v uvedení



Obr. 29. Model s meniacou sa viskozitou vo vrstvách a s vnútorným zohrievaním. Spodná časť kvapaliny má stokrát vyššiu viskozitu (spodný pravý panel ilustruje vrstvenie viskozity).

si faktu, že platňový mód a tečenia s charakteristickou škálou odpovedajúcou rozmerom platní sú dominantným mechanizmom, pomocou ktorého teplo uniká z plášťa. Z celkového tepelného toku Zeme 41 TW pripadá na cca 75% na straty cez morské podložie v dôsledku popísaného mechanizmu platňovej konvekcie, čo je cca 90% straty tepla z plášťa (zvyšok strát pripadá na kondukciu tepla cez kontinenty).

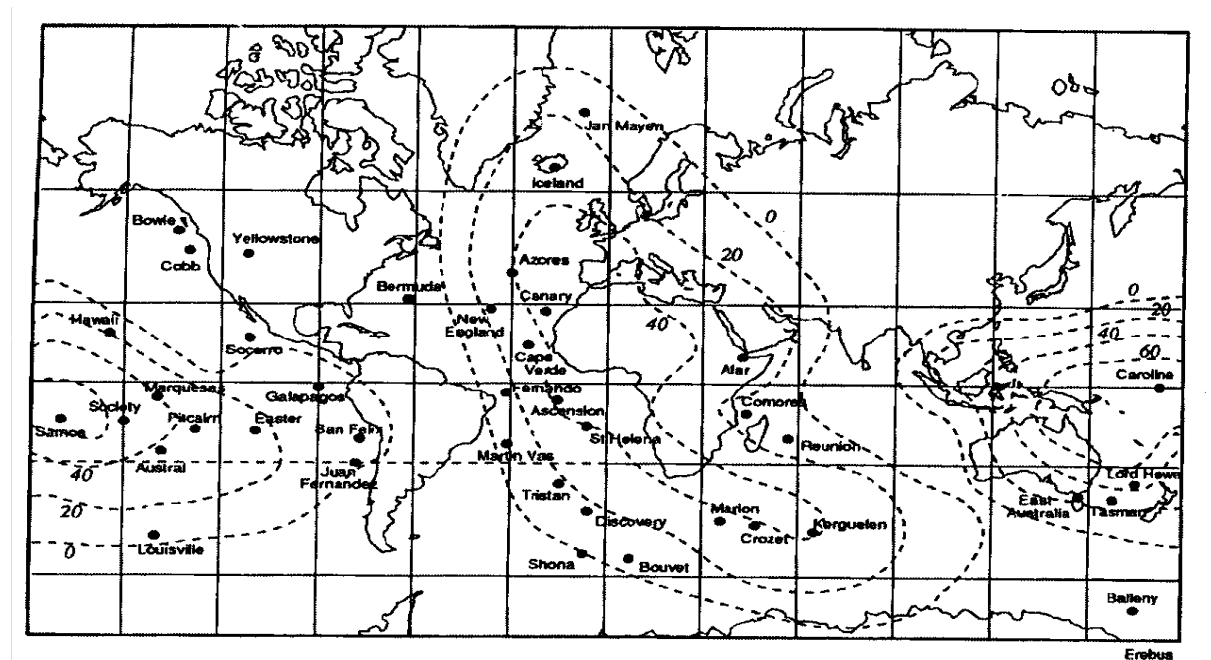
3.3 Plumový mód

V tejto podkapitole sa podrobnejšie pozrieme na druhý mód plášťovej konvekcie generovaný dolnou tepelnou hraničnou vrstvou mechanizmom Rayleigh-Taylorovej nestability popísanej v podkapitole 3.1.

V šesťdesiatych rokoch si J. T. Wilson všimol, že existuje okolo 40 izolovaných vulkanických centier, ktoré sa nenachádzajú na známych tektonických zlomoch, a ktoré ostávajú fixované vzhľadom na relatívny pohyb platní. Typickým príkladom reťazca vulkanických ostrovov a morských pohorí sú Havajské ostrovy. Najvýchodnejší zo súostrovia, ostrov Hawaii, je geologicky najmladší a dodnes vulkanicky aktívny. Wilsonovo vysvetlenie spočívalo v tom, že zdrojom erupcií sú plášťové horúce škvrny (angl. mantle hotspots) lokalizované v miestach plášťa s pomalou konvekciou. Iné vysvetlenie predložil W. J. Morgan, ktorý zdroj erupcií pripísal horúcemu stĺpcu materiálu plášťa, ktorého pôvod je na rozhraní jadro-plášť a tento konvektívny útvar pomenoval plášťovým hriбом (plumom). Wilsonova hypotéza mala množstvo nedostatkov – nevysvetľovala dôvod existencie plášťových horúcich škvŕn (v ďalšom texte budeme voľne používať termín „hotspot“) a ani fakt, že vulkanizmus na týchto miestach trvá desiatky miliónov rokov, kým Morganova hypotéza dávala presnejšie vysvetlenie, a stala sa

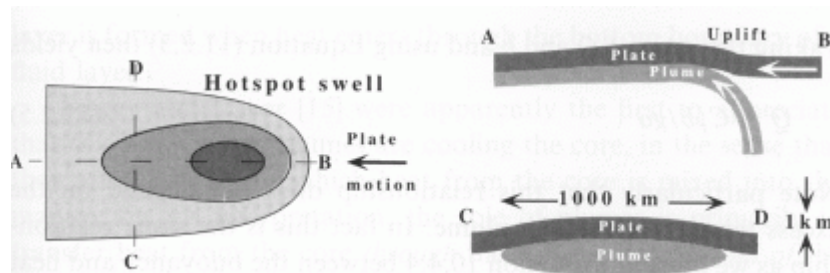
tak vedecky uznávanou.

Jedna vec však z Wilsonovho vysvetlenia ostala, a to pomenovanie “hotspot”, ktoré sa ujalo ako termín pre vulkanický povrchový prejav fenoménu plášťového plumu. Dnes sa množstvo identifikovaných hotspotov líši, ich počet (závisí na autoroch) sa pohybuje medzi 40 až 100, ale je diskutovateľné, či všetky hotspoty sú prejavom plumov. Na Obr. 30 je možné vidieť rozloženie hotspotov, o ktorých sa predpokladá, že ich pôvodom sú plumy. Ďalší povšimnutiahodný fakt viditeľný z Obr. 30 je ten, že skutočne hotspoty sa až na výnimky nekryjú s miestami kontaktu litosférických platní²⁰.



Obr. 30. Lokalizácia horúcich škvŕn (bodky). Trhané krivky reprezentujú kontúry reziduálneho geoidu v metroch. Reziduálny geoid môže reflektovať hmoty zo spodného plášťa. Body horúcich škvŕn dobre korelujú s výškami geoidu, ale nekorelujú so súčasnými hranicami dosiek.

Ďalším faktom podporujúcim Morganovu hypotézu je topografia morského dna v okolí Havajských ostrovov. Havajské ostrovy sú vlastne len “špicom”, vrcholkom podmorského pohoria vyčnievajúcim nad oceánsku hladinu. Vysvetlenie existencie tohto pohoria umožňujú práve plumy, a síce tým, že stúpajúci materiál plumu vďaka svojmu vztlaku (v dôsledku nižšej viskozity ako okolitý plášť) tlačí na litosféru a vyzdvihuje ju.



Obr. 31. Schematický náčrt výdute (angl. swell) v dôsledku plumu. Vľavo je pohľad zhora, vpravo tá istá situácia v dvoch na seba kolmých priechných rezoch AB a CD. Podrobnejšie pozri text.

Mnohé analýzy, konvektívne modely a laboratórne pokusy naznačujú, že plume má

²⁰ V tomto zmysle je výnimkou ostrov Island. Istým spôsobom má dvojnásobné šťastie, leží aj na hotspote, aj na rozhraní Indo európskej a Severoamerickej platne (tu je teda potrebné hľadať príčinu vulkanizmu Islandu).

valcovitú nohu a širšiu „hlavu“. Je to teda útvar tvarovo úplne rozdielny oproti klesajúcej doske, ktorá je v priečnom smere úzka (hrúbka asi 100 km), ale v pozdĺžnom smere má rozmery rádu 10^3 km, teda tvarovo je to platňa. Jednoduchý odhad priemeru plumu získame, ak si uvedomíme, že zóna aktívneho vulkanizmu je u Havajských ostrovov naprieč široká rádovo 100 km, a že rovnakého rádu musí byť aj stĺpec plumu. Geometrické rozmery výdute (angl. swell) v dôsledku plumu (Obr. 31) môžeme tiež využiť na odhad toku vztlakovej sily v plume. Vychádzajúc z definičného vzťahu (3.1) pre vztlakovú silu z kapitoly 3.1 a ak si plume predstavíme ako valec s polomerom r , v ktorom stúpa materiál rýchlosťou u , potom môžeme tok vztlakovej sily písať ako $b = g \cdot \Delta\rho \cdot \pi \cdot r^2 \cdot u$, kde $\Delta\rho$ je rozdiel hustôt materiálu plumu a okolitého plášťa. Na Obr. 30 vidieť, že pohybujúca sa Pacifická platňa je nadvihovaná stĺpcom materiálu plumu. Výzdvih nad hladinu mora je $h = 1 \text{ km}$ a pás obnaženého morského dna má šírku $w = 1000 \text{ km}$, čo je priemer hlavy plumu. Posun Pacifickej platne pri jej rýchlosti $v = 100 \text{ mm/rok}$ dá druhý horizontálny rozmer topografickej výdute (za rok) s hodnotou v . Za podmienky rovnováhy medzi tiažovou silou platne a vztlakovou silou plumu, môžeme pre negatívny vztlak nového materiálu výdute písať $W = g \cdot (\rho_m - \rho_w) \cdot w \cdot v \cdot h = b$, kde $(\rho_m - \rho_w)$ je rozdiel hustôt plášťa a morskej vody, h je výška zdvihu pásu morského dna o šírke w a „dĺžke“ v . Pre hodnoty $h = 1 \text{ km}$, $w = 1000 \text{ km}$ a $v = 100 \text{ mm/rok}$, dostávame hodnotu veľkosti toku vztlakovej sily pre havajský plume $b = 7 \times 10^4 \text{ N/s}$.

Ak vztlak plumu vzniká v dôsledku rozdielu teplôt medzi plášťom a plumom, teda $\Delta T = T_p - T_m$ (typicky býva plume o $250 - 300 \text{ }^\circ\text{C}$ teplejší než materiál plášťa), potom možno rozdiel hustôt medzi plumom a plášťom vyjadriť ako $\rho_p - \rho_m = \rho_m \alpha \Delta T$, kde α je koeficient objemovej teplotnej rozťažnosti. Výsledný tepelný tok bude $Q = \pi \cdot r^2 \cdot u \cdot \rho_m \cdot C_p \cdot \Delta T$, pričom pomer Q ku b vedie na

$$Q = C_p \cdot b / g \alpha. \quad (3.14)$$

Zo vzťahu (3.14) potom pre hodnoty $C_p = 1000 \text{ J/kg} \cdot ^\circ\text{C}$ a $\alpha = 3 \times 10^{-5} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ získame odhad tepelného toku pre havajský plume $Q = 2 \times 10^{11} \text{ W}$ ($0,2 \text{ TW}$), čo je približne 0,5% z hodnoty globálneho tepelného toku 41 TW . Keďže väčšina horúcich bodov má slabší tepelný tok ako havajský (niektoré podstatne slabší), celkový tepelný tok plumov je $2,3 \times 10^{12} \text{ W}$ ($2,3 \text{ TW}$), čo je približne 6% z globálneho tepelného toku Zeme. Ak uvážime, že sme v našich úvahách zanedbali podiel chvostu plumu na tepelnom toku, potom celkový tepelný tok plumov je približne $3,5 \text{ TW}$, teda asi 10% globálneho tepelného toku Zeme.

Ak uvážime, že hmotnosť jadra je $1,94 \times 10^{20} \text{ kg}$, merné teplo (pri stálom tlaku) je $500 \text{ J/kg} \cdot ^\circ\text{C}$ a rýchlosť chladnutia jadra 70°C/Ga , potom tepelný tok z jadra je asi $2,3 \text{ TW}$. Zhoda v hodnotách tepelného toku z jadra do plášťa a tepelného toku neseného plumami potvrdzuje správnosť Morganových úvah, že plume majú svoj pôvod v tepelnej hraničnej vrstve v spodnom plášti na CMB rozhraní. Ďalším dôsledkom našich úvah o tepelnom toku plumov je fakt, že jadro chladne vďaka plumom. Potom úlohou plumov je transfer tepla z jadra cez plášť, ale nie von z plášťa. Plume prinášajú teplo k spodnej hranici litosféry, ktorá je tenká a vedením pomaly prenáša teplo k povrchu.

V našich úvahách o plumoch pokračujme odhadom rýchlosti objemového toku materiálu plumov $\Phi_p = \pi \cdot r^2 \cdot u$, kde r je polomer nohy plumu a u rýchlosť stúpania materiálu v nej. Pomocou toku vztlakovej sily plumu b pri známej hodnote jeho teploty môžeme Φ_p odhadnúť tiež vzťahom

$$\Phi_p = b / g \cdot \rho_m \cdot \alpha \Delta T. \quad (3.15)$$

Otázkou je koľko materiálu za jednotku času sa naakumuluje do vyššie diskutovanej výdute. Zrejme pre jej veľkosť možno písať

$$\Phi_s = w.v.h = W / g.(\rho_m - \rho_w) = b / g.(\rho_m - \rho_w). \quad (3.16)$$

Keď dáme oba vzťahy (3.15) a (3.16) do vzájomného súvisu, dostaneme

$$\Phi_p = \Phi_s (\rho_m - \rho_w) / \rho_m \cdot \alpha \cdot \Delta T. \quad (3.17)$$

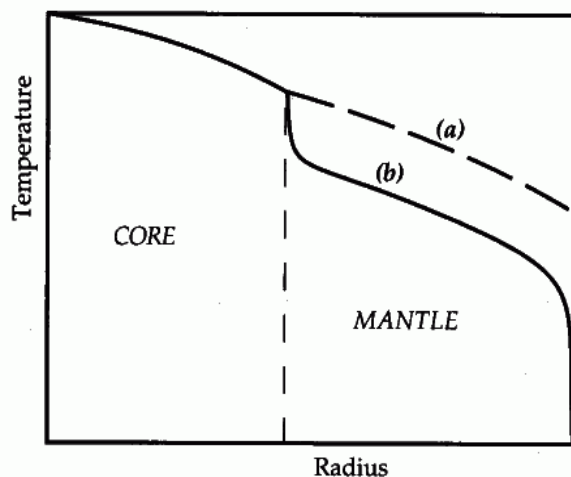
Pre hodnoty havajského plumu je $\Phi_s = 0,1 \text{ km}^3/\text{rok}$, $\rho_m = 3300 \text{ kg/m}^3$, $\rho_w = 1000 \text{ kg/m}^3$, $\alpha = 3 \times 10^{-5} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$, $\Delta T = 300 \text{ }^\circ\text{C}$, z čoho dosadením do vzťahu (3.17) dostaneme pre $(\rho_m - \rho_w) / \rho_m \cdot \alpha \cdot \Delta T$ hodnotu rovnú 75. Teda veľkosť objemového toku plumu je 75-krát väčšia

ako veľkosť zdvihu materiálu. Pre havajský plum je veľkosť objemového toku

$\Phi_p = 7,5 \text{ km}^3/\text{rok}$. Keďže však veľkosť toku vulkanického materiálu na povrch Havajského súostrovia bola počas posledných 25 Ma len $0,03 \text{ km}^3/\text{rok}$, znamená to, že len asi 0,4 % z objemu materiálu, ktorý prinesie plume, sa dostane na povrch sopečnou erupciou v podobe magmy. Aj po zohľadnení faktu, že nie všetok materiál sa nevyhnutne musí dostať na povrch (môže vytuhnúť pod povrchom, napríklad aj pod samotnou kôrou), neprevýši toto množstvo 1%.

Na záver tejto podkapitoly chceme ešte upozorniť na zaujímavú otázku, či je existencia plumov ako jedného z konvektívnych módo v plášti nevyhnutná. V 1. kapitole tejto práce sme sa zaoberali etapami akrečného scenára a uviedli sme, že Zem musela byť v posledných štádiách svojho vývoja silne zohriata v dôsledku impaktu veľkých telies. Z uvedených podkapitol je pre naše ďalšie úvahy na tomto mieste práce podstatný záver, že vnútorné teplo, ktoré sa akumulovalo v jadre a plášti Zeme, má svoj pôvod v gravitačnej energii materiálu dopadajúceho na Zem pri jej formovaní.

Predpokladajme, že Zem sa v procese jej vzniku po zrážke s telesom veľkosti Marsu do veľkých hĺbok natavila. Teplota v zemskom vnútre nebola rovnaká, ale rástla adiabaticky s hĺbkou v dôsledku nárastu tlaku, ako to znázorňuje krivka (a) na Obr. 32. Zem musela strácať teplo cez svoj povrch, pri ktorom sa sformovala tepelná hraničná vrstva (neskôr v podobe litosféry) s horúcim a roztaveným plášťom, v ktorom prebiehala bujará konvekcia. Po istom čase potrebnom na ochladnutie vonkajšieho plášťa nadobudol teplotný profil podobu krivky (b).



Obr. 32. Teplotný profil v Zemi (a) tesne po jej vzniku, (b) neskôr, keď plášť ochladol v dôsledku strát cez povrch. Jadro mohlo začať strácať teplo až potom, keď sa plášť stal studenší ako jadro. Potom sa pri vedení tepla z jadra k základni plášťa vytvorila tepelná hraničná vrstva, ktorá v dôsledku nestabilit začala generovať vztlakové toky smerom nahor („upwellingy“), teda plummy.

Spočiatku jadro nemohlo strácať teplo, pretože jadro a plášť mali rovnakú teplotu na ich spoločnom rozhraní (profil teploty (a)). Avšak, keď plášť chladol, teplo začalo mechanizmom

kondukcie unikajú z jadra do spodných vrstiev plášt'a, čím začalo chladnúť aj jadro a začala sa formovať tepelná hraničná vrstva. Za podmienky, že viskozita plášt'a bola dostatočne malá a tepelný tok z jadra dostatočne veľký, rozhranie jadro – plášť ako tepelná hraničná vrstva sa stávalo nestabilným a mechanizmom popísaným v podkapitole 3.1 sa z rozhrania uvoľňovali “upwellingy” s nižšou hustotou ako okolitý materiál plášt'a, pričom ich štruktúra získala tvar plumov s ich charakteristickými hlavami a chvostmi (nohami).

Týmito úvahami sme dospeli k všeobecnému zdôvodneniu existencie tepelných plumov v plášti. Predpokladom teda bolo, že najskôr jadro a plášť mali podobnú teplotu na ich vzájomnom rozhraní a akonáhle začal plášť chladnúť, pri Rayleighovom čísle vyššom ako kritickom nastala nestabilita rozhrania a vznikol priestor pre vznik plumového módu konvekcie. Pričom platí, že ak v minulosti bola Zem “viacvrstvová” (aj s viac ako dvoma nezávislými vrstvami), vrstvy by chladli z vonku dovnútra a plumy by boli generované v každej vrstve pomocou vedenia tepla z hlbšej vrstvy. Popísaný mechanizmus vzniku nestability by platil pre každé z rozhraní.

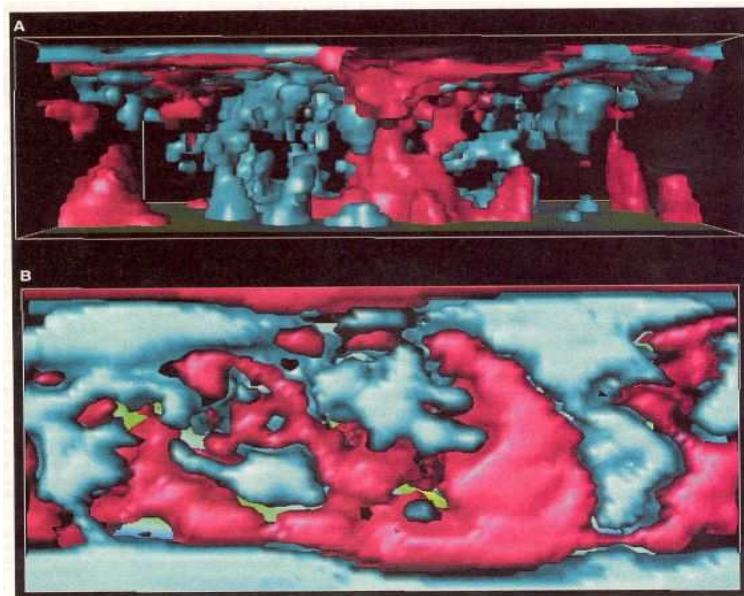
3.4 Syntéza názorov o konvekcii a geochemických rezervoároch

V predchádzajúcich podkapitolách 3.2 a 3.3 sme sa samostatne zaoberali jednotlivými módmi konvekcie. V tejto podkapitole sa pokúsime vytvoriť z parciálnych prezentovaných poznatkov ucelenejší obraz o plášti, plášťovej konvekcii, platňovej tektonike a geochemických rezervoároch. Vychádzať pritom budeme z práce (Tackley, 2000). Je potrebné si uvedomiť, že pre vytvorenie uceleného obrazu o plášti a plášťovej konvekcii je nutná spolupráca viacerých subdisciplín vied o Zemi: geochemie, geodézie, tektoniky, seizmológie, fyziky minerálov a hornín, reológie, geológie a iných. Napríklad seizmológia nám vďaka analýze seizmických vln dokáže pomôcť určiť jednotlivé štruktúry vnútra Zeme, chemická analýza lávy a iných vulkanických produktov nám prináša poznatky o zložení plášt'a, reologické laboratórne experimenty nám napovedajú o deformačných vlastnostiach hornín pri vysokých tlakoch (≤ 136 GPa) a teplotách ($\leq 4\ 000$ K) simulujúcich podmienky panujúce v zemskom plášti.

Napriek pokroku vo výskume konvekcie a tektoniky dosiahnutom v posledných tridsiatich rokoch stále ostávajú otvorené a nezodpovedané dve fundamentálne otázky. Prvá je, prečo vôbec vznikla na Zemi platňová tektonika. Inak povedané, prečo na rozdiel od ostatných terestriálnych planét došlo k rozlámaniu povrchového veľa (angl. lid) na jednotlivé litosférické platne (tento problém je najmä reologický; rôznych deformačných mechanizmus hornín od krehkých zlomov po viskózne krípy závislý na tlaku a teplote, diferenciálnych napätiach a minulosti deformácie, pričom tieto mechanizmy nie sú doposiaľ obstojne kvantifikované). Druhá otázka je, ako spojiť poznatky o odlišnosti v zložení rôznych magmatických vzoriek, čo implikuje existenciu odlišných (geo)chemických rezervoárov v plášti, s výsledkami pozorovaní svedčiacich o celoplášťovom charaktere konvekcie, ktorá by mala spôsobiť premiešanie chemicky heterogénnych oblastí. Na Obr. 33 uvádzame ukážku štruktúr v plášti, ktorá bola získaná metódami seizmickej tomografie pomocou priečných objemových seizmických vln. V hornej časti (A) (predstavujúcej rez plášťom) sú modrou farbou naznačené oblasti vyšších fázových rýchlostí a červenou nižších rýchlostí v porovnaní s referenčnými hodnotami. Odchýlky sú 0,6–1%. Modré oblasti súvisia so studeným materiálom (subdukujúce dosky) a červené s teplejším materiálom (plumy stúpajúce od rozhrania CMB). V dolnej časti (B) je pohľad zhora. Obrázok dokumentuje, že konvekcia je celoplášťová, teda cez diskontinuitu v 660 km hĺbke je intenzívny tok materiálu oboma smermi. Povšimnutiahodné sú dva megaplumy (červené) pozorované pod Afrikou (na obrázku vľavo) a v Pacifickej oblasti (na obrázku v strede).

V prípade odpovede na prvú otázku o rozlámavosti povrchu Zeme na litosférické platne je

nutné zdôrazniť, že ostatné terestriálne planéty postrádajú tektoniku, pretože ich povrch je tvorený tuhým kompaktným vekom, hoci sa pripúšťa aj myšlienka, že v minulosti existovala na Marse a Venuši tektonika (prípadne s periodickými zmenami medzi módom tektoniky a módom tuhého veka). Tuhé veko sa formuje v dôsledku poklesu teploty medzi plášťom (1 600 K) na povrchovú teplotu 300 K. Veko je hornou tepelnou hraničnou vrstvou a tepelne aktivované procesy (pozri podkapitulu 2.3 a pojmy kríp, vakencie a dislokácie, ktoré sú jej súčasťou) zodpovedné za deformáciu plášťa (v dlhom časovom období sa plášť správa ako tekutina) prebiehajú v povrchovom veku o niekoľko rádov pomalšie, keď teplota klesá. Na rozdiel od spomenutých planét Zem nemá tuhé (rigidné a súvislé) veko, veď konvekcia v plášti dosahuje až na povrch našej planéty v podobe tvorby novej oceánskej kôry v stredoocéánskych chrbátoch a takto vytvorená oceánska litosféra následne vytvára vrchnú tepelnú hraničnú vrstvu, ktorá sa zúčastňuje na konvektívnych pohyboch.



Obr. 33. Štruktúry v plášti získané metódami seizmickej tomografie (model SB4L18). (A) priečny rez plášťom pri pohľade z juhu. Modré oblasti reprezentujú zvýšené rýchlosti o 0,6% oproti normálnym rýchlostiam, červené oblasti zas znížené rýchlosti o 1% oproti normálnym hodnotám. Modré oblasti sú klesajúce oceánske dosky, červené reprezentujú stúpajúce plumy z rozhrania CMB. (B) pohľad zhora, kde možno identifikovať kontinenty a oceány.

Mechanizmus zemskej platňovo-plášťovej dynamiky má za následok “súťaženie” dvoch protichodných procesov: chemickej diferenciácie materiálu v plášti a jeho premiešania. Diferenciáciu spôsobuje čiastočné tavenie plášťa v stredoocéánskych chrbátoch a následná recyklácia produktov v subdukčných zónach späť do plášťa mechanizmom platňového módu konvekcie. Teda konvekcia premiešava a homogenizuje oblasti chemických heterogenít v plášti..

Produkty magmy z vulkanickej činnosti na rôznych miestach Zeme sa líšia v koncentrácii nekompatibilných stopových prvkov a predpokladá sa teda, že majú svoj pôvod v rôznych oblastiach plášťa. O horninách kôry sformovaných na stredoocéánskych chrbátoch (MORB-y) sa predpokladá, že pochádzajú z pasívnych upwellingov (pozri podkapitulu 3.1 a 3.2) vyskytujúcich sa v plytkých oblastiach plášťa, pretože sú značne homogénne v zložení a ich pôvod je v horninách plášťa ochudobnených o nekompatibilné prvky. O horninách, ktoré vznikli na oceánskych ostrovoch (OIB materiál), sa predpokladá, že súvisia s plumovými upwellingami z horúcej nestabilnej spodnej tepelnej hraničnej vrstvy, pretože sú menej ochudobnené ako MORB-y a majú meniacu sa zloženie, čo interpretujeme ako dôsledok premiešania medzi ochudobneným plášťom (DMM) a ostatnými geochemickými rezervoármi. Tieto geochemické rezervoáre sú rádiometricky datované vekom 1 – 2 mld. rokov (čo je dostatočný čas pre

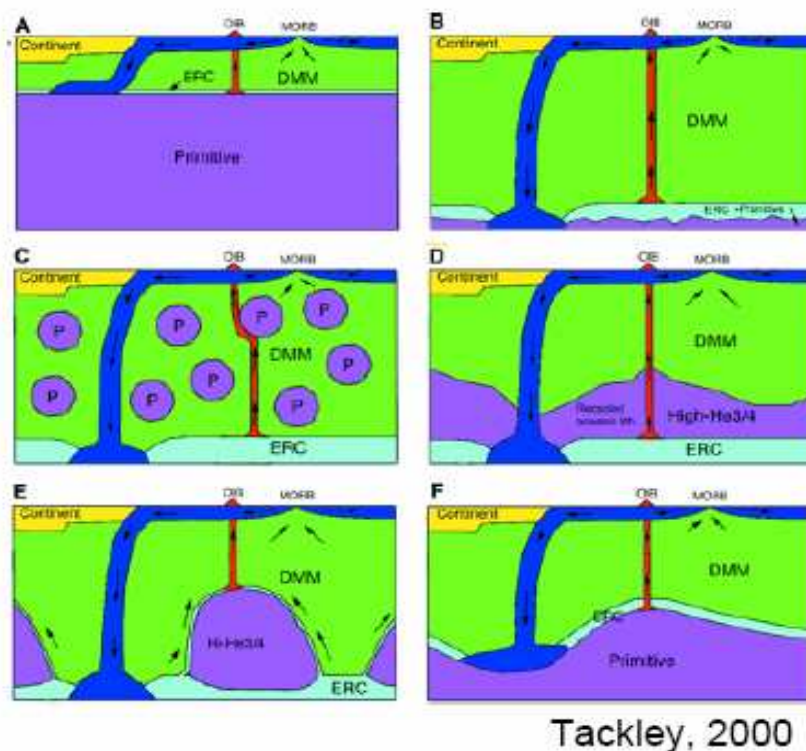
homogenizačné procesy, ale stále omnoho menej než predpokladaný vek Zeme). Preto sa nepredpokladá ich primordiálny pôvod, ale pravdepodobne vznikli v dôsledku recyklácie starej (bývalej) oceánskej a kontinentálnej kôry v spodných vrstvách plášťa. Niektoré OIB vykazujú anomálne vysoký pomer $^3\text{He}/^4\text{He}$, čo bolo bližšie spomínané v podkapitole 1.8. Opätovne zdôrazňujeme, že ^3He je primordiálneho pôvodu, kým ^4He vzniká rádioaktívnym rozpadom prvkov U a Th. Preto vysoký pomer $^3\text{He}/^4\text{He}$ v OIB sa zvyčajne interpretuje ako dôkaz existencie rezervoárov primordiálneho (primitívneho) materiálu, ktorý ostal nepremiešaný (separovaný) od čias sformovanie Zeme.

V ďalšej časti sa pokúsime vytvoriť si ucelený obraz o pomeroch v plášti z hľadiska geochemických rezervoárov a konvektívnych módov. Diskusia sa bude viazať na Obr. 34. Konvektívne jednotky sú znázornené tmavomodrou (oceánske platne) a miesta pasívnych upwellingov (MORB) a červenou (horúce plummy a z nich povrchové OIB). Geochemické rezervoáre sú znázornené zelenou (DMM, ochudobnený plášť), tyrkysovou (ERC, obohatená recyklovaná kôra), bledomodrou (primitívna časť s vysokým pomerom $^3\text{He}/^4\text{He}$), žltou (kontinenty).

Mnoho geochemikov v minulosti presadzovalo modely, v ktorých je plášť tvorený chemickými a dynamickými vrstvami (s najvýznamnejšou diskontinuitou v hĺbke 660 km súvisiacou s fázovým prechodom olivínu, čo bolo podrobne popísané v podkapitole 2.2), s vrchným plášťom ako DMM a primitívnym spodným plášťom, ako je to znázornené na Obr. 34(A). Tento scenár sa označuje tiež ako typický geochemický model. Pozorovania seizmickej tomografie (analýza rýchlostí seizmických vln v rôznych oblastiach plášťa, pozri Obr. 33) však ukázali, že vrstva 660 km netvorí prekážku (zádrž) pre ponárajúce sa litosférické dosky, pretože staré ponorené dosky boli identifikované až v najspodnejších vrstvách plášťa, a že pravdepodobným je skôr celoplášťový model konvekcie. Podľa tohto scenára, ktorý je reprezentantom typického geodynamického modelu, je súvis konvektívnych štruktúr a rezervoárov znázornený na Obr. 34(B).

Iné modely plášťa Zeme v prípade zohľadnenia celoplášťového charakteru konvekcie naznačovali možnosť, že v spodnom plášti by sa mohli zachovať primitívne oblasti, ak ich viskozita je približne 100 krát väčšia než viskozita vrchného plášťa. Avšak posledné simulácie konvektívnych procesov idúce späť v čase do minulosti ukazujú, že počas miliárd rokov musel byť spodný plášť dobre premiešaný a "odplynený" bez ohľadu na jeho vyššiu teplotne závislú viskozitu, či endotermickú fázovú premenu v hĺbke 660 km.

Ukazovalo sa teda, že premiešavanie materiálu plášťa je dosť účinný mechanizmus s malou možnosťou zachovania nepremiešaných primitívnych oblastí, ktoré by mohli "prežiť" nedotknuté dlhé časové obdobie. Avšak účinnosť premiešania sa redukuje v dôsledku zmien viskozity spôsobenej neneutronovskou reológiou, či možnou existenciou vysokoviskózných "kvapkovitých telies" (angl. blobs). Kvapky s viskozitou 10 až 100-krát väčšou ako hodnota "normálneho" plášťa podliehajú deformácii dostatočne pomaly, aby ostali nepremiešané miliardy rokov. Primitívny materiál existujúci v podobe takýchto kvapiek môže tvoriť od 35 do 65% celkového objemu plášťa. Tento model je znázornený na Obr. 34(C). Kvapky sa tiež môžu nachádzať pod stredoocéánskymi chrbtami a ich vzorkami môžu byť kontaminované plummy. Problematickým aspektom takejto predstavy o plášti je skutočnosť, že vztlak kvapiek by viedol k ich postupnému zhromažďovaniu sa pri povrchu alebo na dne, a teda k sformovaniu súvislej vrstvy v istej oblasti plášťa, čo sa ale nepozoruje.



Obr. 34. Rôzne modely (scenáre) konvektívnych jednotiek (dosky a plummy) a geochemických rezervoárov. Podrobnejšie pozri v texte.

Po neúspechu s modelmi plášťa založenými na existencii zádržnej vrstvy v hĺbke 660 km alebo materiálými heterogenitami v podobe kvapiek sa môžeme zamyslieť nad otázkou, či sa nenachádza (nemôže nachádzať) nejaká významná vrstva vo väčších hĺbkach plášťa. Existuje množstvo dôkazov o existencii chemických heterogenít vo veľkých hĺbkach. Významnou chemickou heterogenitou je D''- vrstva, čo je 200-300 km "hrubá" oblasť nad rozhraním jadro-plášť. Inou významnou plášťovou heterogenitou sú dva obrovské "megaplummy" identifikované metódou seizmickej tomografie nachádzajúce sa pod Afrikou a Pacifikom, ako je to viditeľné z Obr. 33. Niekoľko nepriamych dôkazov svedčí o ich čiastočnom chemickom pôvode: sú ostro ohraničené, anomália seizmických rýchlostí je priveľká, aby bola len tepelného pôvodu, je ťažké ich veľkosť vysvetliť len prostredníctvom modelov tepelne generovanej konvekcie a ich materiál je prihustý oproti analogickým tepelným upwellingom. Aby "zmätok" v globálnych predstavách o plášti bol ešte väčší, niektoré modely pochádzajúce zo seizmickej tomografie ukazujú, že väčšina platní sa zastaví približne 1 200 km nad CMB rozhraním, hoci iné modely ukazujú ponáranie dosiek do väčších hĺbok.

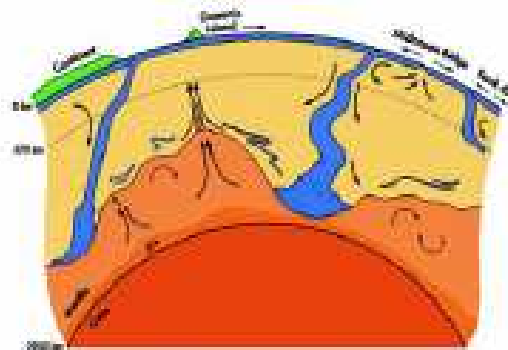
Pri pátraní po možných vrstvách hlboko v plášti je potrebné nájsť odpovede na otázky, do akej podoby sa takáto vrstva či nový rezervoár môže sformovať a ako prítomnosť vrstvy vysvetlí doterajšie poznatky získané geochemickými a seizmologickými pozorovaniami. Je nutné venovať pozornosť tiež dvom iným aspektom, a to možnosti, že sa dynamikou recyklácie kôry vytvoril jej 1 až 2 mld. rokov starý rezervoár (ERC – enriched recycled crust) a aj pôvod primordiálneho hélia (napríklad v možnosti $^3\text{He}/^4\text{He}$ primitívnych rezervoárov). Na Obr. 34(D) je znázornený model poukazujúci na scenár, že obohatená recyklovaná kôra (ERC) a recyklovaná oceánska kôra vytvorili v spodných častiach plášťa rezervoáre obsahujúce vysokú koncentráciu hélia $^3\text{He}/^4\text{He}$, pričom tieto rezervoáre sú 1 – 2 mld. rokov staré.

Iným prístupom vysvetľujúcim pozorovaný anomálny pomer $^3\text{He}/^4\text{He}$ sú modely spočívajúce v samostatnej existencii rezervoáru tohto primordiálneho materiálu. Prvým modelom predstavujúcim tento prístup je model znázornený na Obr. 34(E). Podľa znázorneného

modelu by primitívny materiál vytváral nesúvislú vrstvu pozostávajúcu z dvoch “hromád” (angl. piles), ktoré korešpondujú s pozorovanými megaplumami z Obr. 33. Hromady by boli horúce ako dôsledok tepla generovaného rozpadom rádioaktívnych prvkov, ktoré obsahujú a z ich “vrchu” (oblasti najbližšie k povrchu) by vznikali tepelné upwellingy v podobe plumov, čo by vysvetľovalo topografiu hotspotov. Znáznorený model tiež súhlasí so štruktúrami v plášti získaných ako výsledky seizmických pozorovaní. Zlyháva však na geochemických (malý objem materiálu v hromadách) a geodetických (v dôsledku tiaže hromád by muselo byť CMB rozhranie deformované s geodetickými dôsledkami na zemskom povrchu, čo sa ale nepozoruje) poznatkoch.

Druhým modelom z podobného súdka, znázornený na Obr. 34(F), postuluje existenciu globálnej asi 1 300 km (zvlnenej) hrubej vrstvy primitívneho materiálu a obsahujúcej asi 30% hmotnosti plášťa, nad ktorou by sa nachádzala tenká vrstva recyklovanej kôry. Tento model súhlasí so súčasnými geochemickými a niektorými seizmickými poznatkami, najmä zastavenie ponárania sa dosiek v hĺbke približne 1 300 km nad CMB rozhraním v niektorých modeloch plášťa získaných analýzou seizmickej tomografie.

V tejto podkapitole sme ukázali, že model, ktorý by globálne vysvetľoval všetky známe poznatky rôznych geofyzikálnych disciplín a im príbuzných vied, zatiaľ vytvorený nie je. Môžeme však konštatovať, že kandidát na úspešný model, ktorý by nám poskytol globálny náhľad na plášť, musí vysvetliť anomálny pomer $^3\text{He}/^4\text{He}$ a byť v súlade s poznatkami seizmickej tomografie. Ukazuje sa, že najlepšie uvedené požiadavky (a mnohé iné, napríklad geochemické) napĺňa model znázornený na Obr. 34(F). Či sa napokon presadí tento globálny pohľad na zemský plášť, je však pri pohľade na plejádu prezentovaných modelov otázkou budúcnosti. Zem sa len ťažko poddáva odokryť nám svoje geofyzikálne tajomstvá. :-)



Môžeme si plášť predstaviť takto?

4 Záver

Našou prácou sme sa snažili poskytnúť komplexný obraz o zemskom plášti z rôznych uhlov pohľadu. Zaujímali sme sa o jeho pôvod, chemické a mineralogické zloženie, štruktúru, dominantné diskontinuity a konvektívne procesy v ňom prebiehajúce. Tento program sme postupne naplňovali v jednotlivých kapitolách a podkapitolách.

V prvej kapitole venovanej vzniku Zeme a jej geochemickým rezervoárom sme stručne sformulovali súčasné predstavy o vzniku Zeme akrečným procesom, pričom z dvoch akrečných scenárov sme stručne opísali heterogénny scenár (podkapitola 1.6), ktorý je dnes väčšinou uprednostňovaný pred homogénnym. Pri určovaní chemického zloženia pevnej Zeme nám boli nápomocné chondritické nediferencované meteority typu CI (Tab. 1), ktoré majú rovnaké zloženie ako prahmlovina, z ktorej sa sformovala slnečná sústava. Podrobne sme sa venovali rôznym aspektom afinity a volatility chemických prvkov a na základe nich sme následne urobili kozmochemickú klasifikáciu prvkov, pričom kritériom boli 50%-né kondenzačné teploty, ktorých prehľad podáva Obr. 5. Uvedený poznatok sme následne využili pre vysvetlenie pojmu stupeň nekompatibility prvkov, čo je dôvod, prečo niektoré chemické prvky (napr. U, Th, K) sú dominantne zastúpené v kôre. Vysvetlili sme pojem BSE, jej proces diferenciácie z BE a rozčlenili sme BSE na geochemické rezervoáre, pričom niektoré z nich nie sú zatiaľ úplne potvrdené (primitívny plášť), o ich existencii sa dozvedáme z analýzy izotopového zloženia vzácnych plynov (najmä z pomeru $^3\text{He}/^4\text{He}$). Zaujímali sme sa o recyklačný a progresívny scenár rastu kôry (Obr. 12), pričom sme prišli k záveru, že pozorovaniam lepšie zodpovedá progresívny scenár rastu, ktorý však tiež nepredstavuje konečnú a úplnú odpoveď nastoleného problému. Napokon sme v tejto časti uviedli význam niektorých izotopových radov pre datovanie vzniku Zeme (U-Pb), sledovanie zmien pomerov volatílou ku refraktórnym prvkom (Rb-Sr) a verifikácii scenáru rastu kontinentálnej kôry (Sm-Nd).

Druhú kapitolu sme zamerali na stavbu Zeme, definovanie dôležitých plášťových diskontinuít v spojitosti s fázovými prechodmi dominantných minerálov vrchného plášťa a jeho reologickým vlastnostiam. Rozčlenili sme plášť podľa mineralogického, seizmologického a dynamického kritéria do jednotlivých vrstiev (Obr. 17), pričom sme využili poznatky nadobudnuté analýzou rýchlosti šírenia seizmických S a P- vln (Obr. 16). Stručne sme načrtli odvodenie závislosti zmeny tlaku v určitej hĺbke homogénnej adiabatickej Zeme od hustotného profilu, pričom sme získali Adams-Williamsonovu rovnicu (rovnica 2.9). Podrobne sme rozobrali tri najvýznamnejšie hustotné diskontinuity vo vrchnom plášti v hĺbkach 410, 520 a 660 km a vysvetlili sme ich mechanizmus pôvodu, ktorý je spôsobený fázovými prechodmi olivínu, dominantného minerálu v tejto časti plášťa, na hustejšie modifikácie. V tejto súvislosti sme poukázali na úlohu geofyzika Bircha pri pochopení uvedených diskontinuít (Obr. 19). Stručne sme tiež načrtli termodynamickú interpretáciu uvedených diskontinuít pomocou Clausius-Clapeyronovej rovnice (rovnica 2.13) a pomocou sklonu Clapeyronovej krivky sme poukázali na možnosť, že pri dosiahnutí určitej hodnoty sklonu krivky (rôzna v závislosti od modelov, ale najčastejšie uvádzané ako -4MPa/K) môže diskontinuita v hĺbke 660 km spôsobovať zádrž pre subdukujúce litosférické dosky. Uviedli sme však argumenty (najmä odvolaním sa na výsledky seizmickej tomografie), ktoré ukazujú, že litosférické dosky problém s prekonaním tejto "bariéry" nemajú. Napokon sme podali základné informácie o reológii materiálov plášťa a o dvoch prevládajúcich reologických režimoch – krehkom a plastickom; ktorých význam dokumentuje Obr. 23.

V tretej kapitole sme venovali pozornosť konvekcii v plášti a jej dvom (relatívne na sebe nezávislým) módom: platňovému a plumovému. Urobili sme zjednodušené modely pre výpočet rýchlosti pohybu litosférických platní (Obr. 24 a rovnica 3.9) a rýchlosť stúpania hlavy plumu (rovnica 3.2), ktoré napriek svojej "prostote" poskytujú rádovo správny odhad hľadaných parametrov (pri nami zadaných hodnotách blízky podmienkam plášťa sme zistili, že hlava

plumu by prekonal vzdialenosť 2 000 km za 25 Ma; litosférická doska sa pohybuje rýchlosťou 90 mm/rok). Zdefinovali sme tiež dôležité bezrozmerné veličiny používané pri výpočtoch konvekcie, z ktorých najvýznamnejšie je Rayleighovo číslo, ktorého kritická hodnota udáva podmienku marginálnej stability na nestabilnom rozhraní dvoch vrstiev kvapalín. Stručne sme popísali mechanizmus vzniku Rayleigh-Taylorovej nestability, dôležitej pre pochopenie vzniku plášťových hríbov (plumov) ako konvektívnych útvarov vznikajúcich v nestabilnej D''- vrstve na rozhraní jadro - plášť. Pri popise platňového módu sme využili výsledky numerických modelov prezentovaných Daviesom (Davies, 2001, s. 264-269) pre objasnenie mechanizmu platňovej tektoniky. Dôležitým záverom, podporeným priloženými prezentáciami (Obr. 27, 28, 29) je zistenie, že predstavy o platniach ako pasívnom prvku v mechanizme konvekcie sa ukazujú ako nesprávne; naopak litosférické platne sú v celom procese aktívne ako jeden z prvkov generujúcich samotnú konvekciu. Na príklade Havajských ostrovov (Obr. 31) sme sa pokúsili objasniť povrchové prejavy plumov a pomocou nich odhadnúť celkový príspevok plumov do globálneho tepelného toku Zeme. V poslednej podkapitole 3.4 sme sa pokúsili načrtnúť syntetický globálny pohľad na plášť pomocou rôznych prezentovaných modelov plášťa a geochemických rezervoárov zohľadnením výsledkov seizmickej tomografie (Obr. 33). Ako zatiaľ najpresvedčivejší sa javí model znázornený na Obr. 34(F). Naše "rozprávanie o plášti" sme však uzavreli konštatovaním, že ani tento model pravdepodobne nie je úplný a v blízkej či vzdialenejšej budúcnosti sa pod vplyvom nových získaných geofyzikálnych poznatkov zmení.

5. Zoznam bibliografických odkazov

ANDERSON, Don. *Theory of the Earth*. 1. vyd. London : Blackwell Scientific Publications, 1989. 366 s. ISBN 0-86542-123-4.

DAVIES, Geoffrey. *Dynamic Earth : Plates, Plumes and Mantle Convection*. 1. vyd. Cambridge : Cambridge University Press, 2001. 458 s. ISBN 0-521-59933-4.

JACKSON, Ian. *The Earth Mantle : Composition, Structure and Evolution*. 1. vyd. Cambridge : Cambridge University Press, 1998. 566 s. ISBN 0-521-78566-9.

McDONOUGH, William. The Composition of the Earth [online]. In TEISSEYRE, R. et al. (ed.) *Earthquake Thermodynamics and Phase Transformations in the Earth's Interior*. 1. vyd. San Diego : Academic Press, 2001, s. 3-23. Dostupné na internete:
<<http://www.geol.umd.edu/~mcdonoug/McD%282001%29.pdf>>

McDONOUGH, William. *The Composition of the Earth's Core* [online]. 1. vyd. College Park : University of Maryland, 2007. 12 s. Dostupné na internete:
<http://www.geol.umd.edu/~mcdonoug/Encyclopedia_Geomagnetism_Paleomagnetism.pdf>

TACKLEY, Paul. Mantle Convection and Plate Tectonics : Toward an Integrated Physical and Chemical Theory. In *Science*, 2000, vol. 288, č. 5473, s. 2002-2007.