MAGYAR GEOFIZIKA
56. évf. (2015) 4. szám, 197–208

TANULMÁNY

Mi mozgatja, mi indítja el a szubdukciót?

Kiss J.[@], Bodoky T.

Magyar Földtani és Geofizikai Intézet (MFGI), 1143 Budapest, Stefánia út 14.
[@]E-mail: kiss.janos@mfgi.hu

A cikk azt vizsgálja, hogy milyen erők játszanak közre egy litoszféralemez alábukásánál (szubdukciójánál). Áttekinti a lemezmozgásokat és a lemezekre ható erőket, számszerűen is vizsgálja az óceáni litoszféra kihűléséből adódó sűrűségváltozást. Áttekinti a földköpenyben lejátszódó konvekciós áramlásokat, és végül arra a következtetésre jut, hogy ezeknek a szerepe a szubdukció megindításánál sokkal jelentősebb, mint a kihűlésből adódó sűrűségkülönbségnek.

A kontinentális lemez kora évmilliárdokban mérhető, miközben az óceáni lemez kora mindössze néhány 100 millió év. Mindebből arra következtethetünk, hogy az óceáni kéreg képes alábukni és megújulni, miközben a kontinentális kéreg a kisebb sűrűsége miatt erre képtelen, ami a rajta található kőzetek korában meg is mutatkozik. Az óceáni lemezek anyaga aktívan forog a konvekciós köráramban, míg a kontinentális lemezé nem. Adódik tehát, hogy a kontinentális lemezek mind a mai napig megőrizték a kezdeti szétszakadási formáikat.

Kiss, J., Bodoky, T.: What starts and what is driving subductions of lithospheric plates?

The paper studies the driving forces of subductions of lithospheric plates. Plate movements and plate driving forces are briefly reviewed, density differences caused by cooling are numerically studied and mantle convections are looked over. It reaches the conclusion that the role of mantle convections at subductions is much more significant than that of density differences.

Beérkezett: 2015. december 3.; *elfogadva:* 2016. március 23.

1. Bevezetés

Több publikációban, cikkben is találkozhatunk a szubdukálódó lemez mozgásának fizikai magyarázatával. Ezt a következőképpen foglalhatnánk össze:

„Az óceáni lemez, a felszínhez közel, idővel kihűl s ezért sűrűsége nagyobb lesz, mint akár az alatta vagy akár a mellette lévő lemeznek a sűrűsége. Ez a sűrűségkülönbség húzza lefelé a szudukálódó óceáni lemezt, amely süllyedésének köszönhetően megnyúlást is okoz. (Ez a folyamat a felelős, például a Pannon-medencei kéreg kivékonyodásáért, az extenzióért, mert a mélybe szubdukálódó óceáni lemezrész húzza magával a felső lemezrészt.)”

Érdemes azonban ehhez egy konkrét idézetet is elővenni a *Wikipédia* – szabad enciklopédia – weboldalról, ahol a lemezmozgás meghajtóerőiről a következőket találjuk:

„A kéreglemezek az óceáni litoszféra viszonylagos sűrűbb volta és az asztenoszféra gyengesége miatt mozoghatnak. A lemeztektonikához a földköpenyből származó hő elnyelődése nyújtja az energiát, de az a feltevés, hogy a lemezek az asztenoszféra konvekciós áramlatain passzívan mozognak, már nem elfogadott. Ehelyett a lemezmozgást a szubdukciós zónákban lesüllyedő óceáni litoszféra nagyobb sűrűsége hajtja. Amikor az óceánközépen kialakul, az óceáni litoszféra még kevésbé sűrű, mint az alatta lévő asztenoszféra. Idővel, ahogy hűl és vastagodik, sűrűbbé válik, s emiatt a szubdukciós zónákban lesüllyed.”

A *Wikipédia* oldalain is meg szoktak jelenni a fontosabb forrásművek. Ebben a fejezetben, ahol a meghajtóerőkről lenne szó, nincs idézet, nincs hivatkozás, amire a wikipédia fel is hívja a figyelmet.

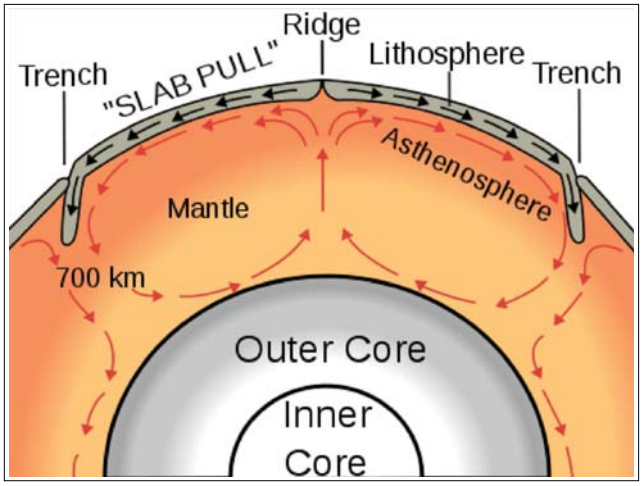
Az a felfogás, hogy a lemezek az asztenoszféra áramlatain passzívan mozognak, csak annyiban vethető el, hogy a lemezek nem passzívak, mert eltérő tulajdonságaik miatt „aktívan” közreműködnek. Ez persze nem jelenti azt, hogy a konvekciós köpenyáramlatokat ki lehet hagyni a magyarázatból!

Bízva abban persze, hogy a jelenséget rajtunk kívül talán mindenki pontosan érti, és csak a nem teljes körű tárgyalás okozza a félreértésünket, szükségesnek éreztük a kérdést még egyszer körüljárni.

ISSN 0025-0120 © 2015 Magyar Geofizikusok Egyesülete

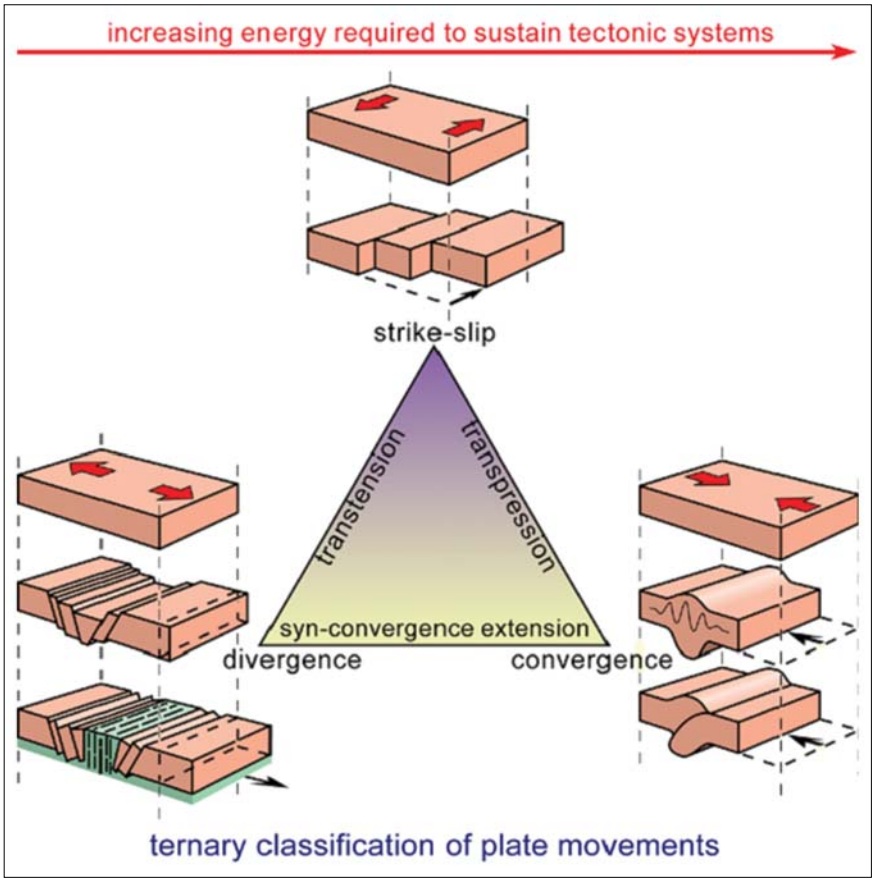
2. Lemezmozgások

A merev litoszféralemezeket az asztenoszféra képlékeny anyagának konvekciós áramlásai mozgatják *(1. ábra)*. Ez az anyagáramlás a lemeztektonika meghajtóereje, és különböző cikkekben, bemutató anyagokban hasonló ábrákkal gyakran találkozunk. A litoszféralemezek ennek az anyagáramlásnak köszönhetően a felszínen egymással kölcsönhatásba kerülnek. A lemezperemek mentén a kölcsönhatás három fő típusát *(2. ábra)* különíthetjük el:



1. ábra | **Figure 1**
Konvekciós köpenyáramlás, a lemezek mozgatója
Mantle convections, the driving force of plates

1. *Divergens mozgások* (távolodás, szétnyílás): két lemez egymáshoz viszonyított, távolodó mozgása. Ilyenek például a kontinentális riftzónák és az óceánközépi hátságok. Az erők ellentétesek, a határvonalra (közel) merőlegesek és a határvonaltól kifelé mutatnak. A határvonal (hasadék) mentén jelentkező konvekciós feláramlás miatt bazalt vulkanizmus (bazalt feláramlás) jelentkezik, és gyakoriak a földrengések.
2. *Transzform mozgások* (eltolódások, oldalmozgások): két lemez egymáshoz viszonyított vízszintes elmozdulása egy határfelület mentén. Ilyenek például az óceáni kéregben jól azonosíthatóan jelentkező transzform vetők vagy éppen a Szent András-törésvonal is É-Amerika Ny-i partvidékén. A lemezeket mozgató erők ellentétesek vagy egyirányúak, de eltérő nagyságúak, és a határfelülettel (közel) párhuzamosak. A határfelület mentén feszültségek alakulnak ki, amit a gyakori földrengések jeleznek, viszont nincs vulkáni működés, és nincs hegységképződés a vonal mentén.



2. ábra | **Figure 2**
Főbb lemezmozgások osztályozása és az átmenetek lemeztektonikai mozgásai (Burg 2011). Az ábrán balról a lemezek távolodása, fent párhuzamos elcsúszása, jobbról az ütközése látható, a piros nyíl irányában egyre nagyobb energiára van szükség a rendszer működésének fenntartásához
Ternary classification of plate movements (Burg 2011)

3. *Konvergens mozgások* (torlódások, gyűrődések): két lemez egymáshoz viszonyított, közeledő mozgása. Ilyen mozgások okozzák a szubdukciót az óceán–óceán, illetve óceán–kontinens ütközés során, illetve a kollíziót kontinens–kontinens ütközés esetén. A lemezeket mozgató erők ellentétesek, a határfelületre (közel) merőlegesek, és mindkét lemez oldaláról a közös határfelület felé mutatnak. A határfelülettel párhuzamosan földrengések (Benioff-zóna) és a lebukó kéreg újraolvadása miatt aktív vulkanizmus figyelhető meg (pl. Kamcsatka vagy a Japán szigetek vulkáni ívei). Az ütköző zónában felgyűrődő kőzetanyagból, illetve a vulkanizmus hatására hegységek, hegységrendszerek alakulnak ki (pl. Andok, Alpok, Kárpátok, Himalája).

A lemeztektonikai mozgások során a transzform mozgások, a konvekciós áramlás irányának megváltozása miatt átalakulhatnak konvergens és divergens lemezmozgásokká, és fordítva. Ezt az átmenetet a főbb mozgási fázisok között mutatja be a *2. ábra*.

A mozgásban lévő lemezek között bárhol fennállhat a sűrűségkülönbség (összetételből és korkülönbségből adódóan), mégis csak a konvergáló (értsd, összetorlódó) lemezek esetén van szubdukció! A szubdukció a litoszféralemezek eléggé összetett jelensége és nem szabad szűken csak az alábukást látni és magyarázni, a tágabb környezet hatásait is figyelembe kell venni.

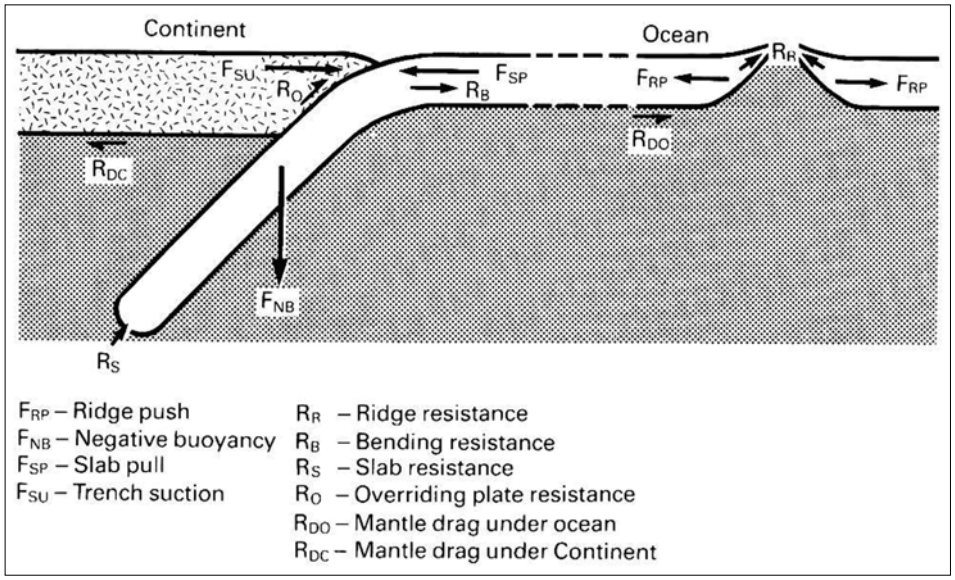
3. A lemezekre ható erők

A hibák egyik részét jól példázza, amikor a szubdukálódó lemez mozgási mechanizmusát vizsgálva az asztenoszférát passzívnak tekintik, vagyis azt az erőt, amely a konvergens lemezmozgásért felelős, nem veszik figyelembe. Például Kearey és Vine (1990) a szubdukciót meghatározó erők ismertetésekor így fogalmaz: „The asthenosphere's role in this scenario was considered to be essentially passive." [a)] A leírás a szerzők részéről korrekt, annál is inkább, mert ők is hivatkoznak korábbi tanulmányokra, ugyanakkor kérdés, hogy mit lehet egy ilyen „scenario"-val megmagyarázni *(3. ábra)*.

Meg kell említeni, hogy sok forrásmű anélkül, hogy tudatosítaná a köpenyáramlások figyelmen kívül hagyását, átveszi ezt a mozgatóerőket csak részben bemutató vázlatot. Ha a köpenyáramlások által okozott erőket is felrajzoljuk, akkor Newton törvénye (hatás–ellenhatás) miatt a *3. ábra* több erővektora ellentétes irányúra fog változni!

A kinematikai vázlattal kapcsolatban a következő kérdések vethetők fel:

1. Hogyan alakul ki a szubdukció, amikor még nincs alábukó lemez, amely a súlyával húzhatná?
2. Ha az alábukó lemezt a súlya húzza lefelé, akkor a kb. néhányszor 100 km-es lemezdarabnak ellene tart egy több ezer vagy több tízezer kilométer kiterjedésű összefüggő lemez (amely az alábukástól az óceánközépi hátságig tart), amely a saját tehetetlensége és a súrlódás miatt akkora erőt képvisel, hogy az alábukó lemez súlyától mozgás nem nagyon várható!
3. A hátság tolóereje erősen kérdéses, mert a hátság nem a felnyomuló, majd a felszínen megszilárduló bazaltok tolóereje miatt keletkezik, hanem azért ott jön fel a bazalt, mert a divergens lemezhatárok között megjelenő „üres" teret tölti ki, tehát nem a bazalt nyomja szét a lemezt, hanem a köpenyáramlás a kinyíló lemezek közé hozza fel a bazaltot, megszüntetve az anyaghiányt (pl. Csontos 1998). A

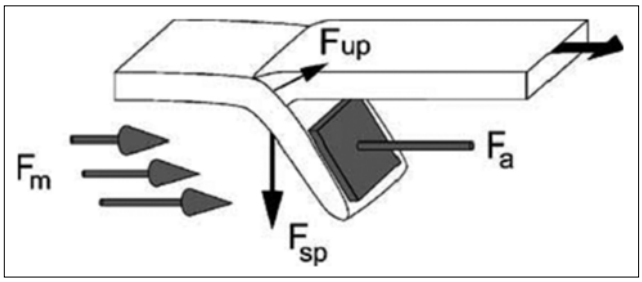


3. ábra A szubdukció kinematikája (Forsyth, Uyeda 1975) a köpenyáramlás hatása nélkül. (F_{RP} – a hátság nyomóereje, F_{NB} – lefelé hajtó erő, F_{SP} – lemez nyomóerő, F_{SU} – lebukás szívóereje; R_R – hátság ellenállása, R_B – a lehajlás ellenállása, R_S – szubdukálódó lemez ellenállása, R_O – felemelkedő lemez ellenállása, R_{DO} – köpenyellenállás az óceán alatt, R_{DC} – köpenyellenállás a kontinens alatt)

Figure 3 Subduction kinematics without mantle convections (Forsyth, Uyeda 1975)

szétnyílásért, a bazaltok feláramlásáért és a látszólag tolóerőnek tűnő mozgásért így a köpenyáramlások a felelősek.

Vannak persze a bemutatott kinematikai modelltől eltérő magyarázatok is, pl. Heuret és Lallemand (2005) nyomóerőként egyértelműen a köpeny mozgásáról beszélnek („pressure force generated by mantle flows”[b)]), lásd *4. ábra*.



4. ábra A szubdukció során ható legfőbb erők (Heuret, Lallemand 2005). (F_m – nyomóerő, amely a konvekciós köpenyáramlásból származik, F_{sp} – az ütközés miatt lefelé irányuló nyomóerő (a megnövekedett tömeg súlya), F_{up} – az ütközés miatt felfelé irányuló nyomóerő (az alsó közeg megtartó ereje), Fa – szubdukálódó lemezt visszatartó erő (tehetetlenség)

Figure 4 Principal forces at a subduction (Heuret, Lallemand 2005)

A *4. ábrán* a megtartó erő (F_a) nagysága az alsó és a felső lemez, illetve az alattuk lévő köpeny anyagának mozgási sebességkülönbségéből származik, mert mindkettőt a köpenyáramlás hajtja, (akár ellentétes irányban is), és ez határozza meg a szubdukálódó lemez dőlésszögét. Az ábrán a felső lemez mozgását mutató nyíl akár fordított irányú is lehetne.

Noha az alábukás során a lemezek közötti sűrűségkülönbségnek kitüntetett szerepe van (ezt mindenki belátja), akkor sem ez határozza meg elsődlegesen a szubdukciós lemez mozgását a felső 20–80 km-ben, hanem a konvekciós áramlásból származó meghajtóerő *(1. ábra)*, amely irtózatosan nagy tömeget, adott esetben egy hatalmas óceáni litoszféralemezt hajt meg és tart mozgásban!

Ha nem lenne a konvekciós áramlásból származó konvergáló lemezmozgás, lemezeket összenyomó mozgatóerő, akkor valószínűleg szubdukció sem lenne! A sűrűségkülönbség – legalábbis kezdetben megítélésünk szerint – éppen csak arra elég, hogy az egyik lemez lefelé, a másik pedig, felfelé mozduljon el az ütközéskor a lemezhatáron.

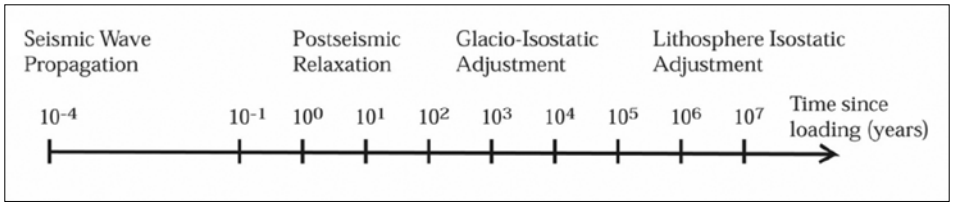
A kontinentális kéreg sűrűsége 2700–3000–3300 kg/m^3, az óceáni kéregé 3000–3300 kg/m^3 között változik, mivel hiányzik a felső kéreg. A kétféle kéreg sűrűsége a felső kéregtől eltekintve azonosnak mondható, mivel a bazaltos óceáni kéreg és a bazaltos összetételű metamorf kőzetekből álló kontinentális alsó kéreg sűrűsége hasonló. A kéreg alatti köpeny litoszférasűrűségéről nincsenek pontos adataink (σ_M > 3300 kg/m^3), de feltételezésünk szerint ez közel azonos. Viszont a kéreg (kontinentális vagy óceáni) sűrűsége kisebb, mint a köpeny sűrűsége (ezzel kapcsolatban különböző elképzelések ismertek, de kevés konkrétumot lehet találni). A kontinentális és óceáni lemezek találkozásánál az alábukó lemez nyilvánvalóan az óceáni lesz, körülbelül 10%-os sűrűségtöbblete és a topográfiailag mélyebb helyzete miatt. Az óceáni–óceáni lemeztalálkozáskor a helyzet már nem ennyire egyértelmű, mert a litoszféra szintjén elenyésző sűrűségkülönbség származhat a kihűlésből (lásd később).

A lebukó hideg lemez egy adott mélységtől egy nagyobb sűrűségű közegbe fog belenyomódni, és az izosztázia alapján feltételezhetjük, hogy addig süllyed a lemez, amíg a tolóerők és a megtartó erők egyensúlya ki nem alakul.

Az izosztatikus mozgások alapján azt mondhatjuk, hogy a hegyek gyökérzónáinak kialakulása néhányszor 10 Mévet igényel. A gyökérzónák a kezdeti felszíni körülményeknél sokkal nagyobb hőmérséklet- és nyomásviszonyok közé kerülnek, átalakulásuk a litoszférában, alkalmazkodásuk a környezet paramétereihez igen hosszú ideig tart (ez lehet több 10 Mév). Ebből adódóan – az analógia folytán – a szubdukálódó lemeznek is valószínűleg hosszú idő kell, hogy felvegye a környezeti paramétereknek megfelelő ásvány-, kőzettani, illetve kémiai formát, miközben a konvekciós áramlások rendkívül nagy (~5–15 cm/év) sebességgel tolják. Ezek az (ásvány-, kőzettani, illetve kémiai) átalakulások az asztenoszféra képlékeny anyagában viszonylag gyorsan lefolynak, de a szilárd litoszférában ehhez valószínűleg több időre van szükség.

Példaként nézzük meg a különböző litoszférában lezajló földtani hatásokat az időskálán *(5. ábra)*. Látszik, hogy:
- a földrengéshullámok terjedése: órák, percek (10^{-4} év),
- a földrengések utáni relaxáció (átrendeződés): néhány év (1–10 év),
- a glaciális izosztatikus hatások kiegyenlítődése: néhány ezer év (10^3–10^4 év),
- a litoszféra izosztatikus kiegyenlítődése: tíz millió években mérhető (10^6–10^7 év).

Az izosztatikus egyensúly kialakulása több millió évbe telik. A köpenybe nyomuló kéregkőzetek átalakulása köpenykőzetekké valószínűleg ennél is sokkal hosszabb folya-



5. ábra Litoszférában lejátszódó folyamatok időigénye években (Thatcher, Pollitz 2008)

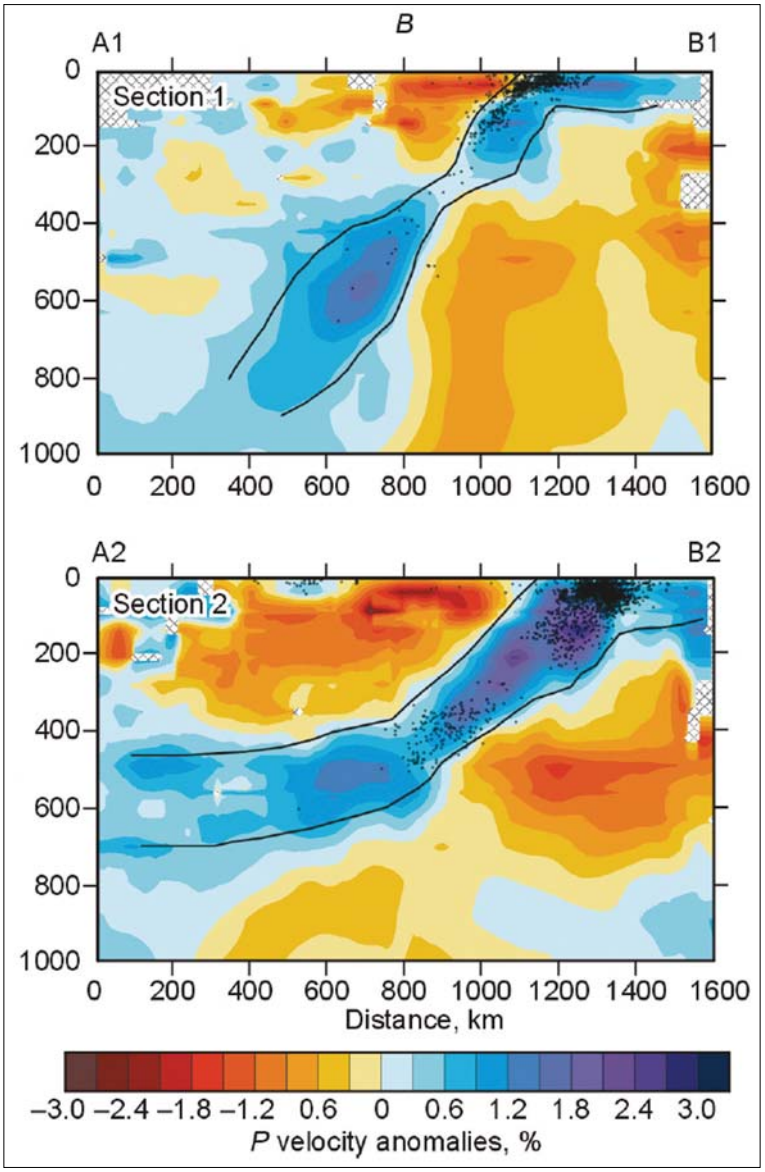
Figure 5 Time demands of the lithospheric processes (Thatcher, Pollitz 2008)

mat. 10 cm/év sebességgel számolva 10 Mév alatt 1000 km-t fog haladni az óceáni kéreg, amiből az adódik, hogy ilyen sebesség mellett nem tud az anyag átalakulni, azaz kéregkőzetek fognak benyomulni a köpenylitoszférába, méghozzá kisebb, a kéregre jellemző sűrűséggel. Ebből a megfontolásból kiindulva az az erő, amely a lemezt lefelé viszi a litoszférában, egyértelműen a konvekciós áramlásból származó gyors tolóerő lesz. A rendszer alapvetően egyensúlyi állapot elérésére törekszik, és nem bukna le a szubdukálódó lemez, ha nem lenne a tolóerő.

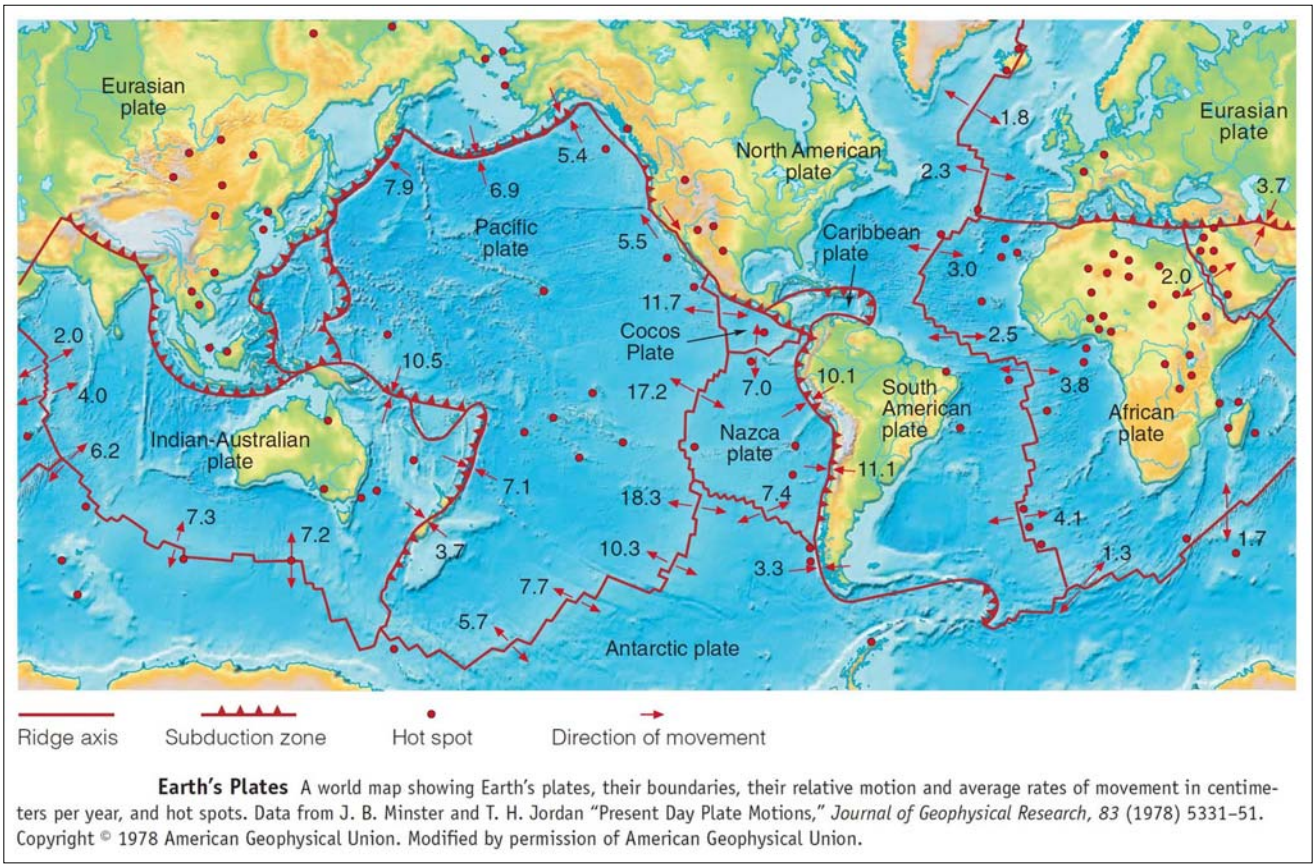
A hegyek többletsúlyának kompenzálására néhány évmillió alatt izosztatikus gyökérzóna jön létre (kivastagodik a kéreg – lokális izosztázia, vagy meghajlik a litoszféralemez – regionális izosztázia) azért, hogy az egyensúly visszaálljon. A szubdukciós lemez feltételezett többletsúlyának a hatása azonban teljesen más formában jelentkezik, egy lemezszerű test nyomul be ferdén a litoszférába, illetve asztenoszférába. Ezt passzív szeizmikus mérések alapján több helyen ki is mutatták *(6. ábra)*. Ez a folyamat földtani időben mérve csak egy gyors, erős és irányított tolóerő miatt következhet be, mert a lassú izosztatikus kiegyenlítődés nem ilyen formát eredményezne.

Érdekes módon a passzív szeizmikus mérésekből csak az óceán–kontinens között konverzió során kialakult szubdukciók mutatnak ilyen szép képet, mint amit a *6. ábra* alapján láthatunk, mert itt a felszíntől megvan az 5–10% sűrűségkülönbség a két lemez között, amit a sebességanomáliák vissza is tükröznek.

A lemezhatárok elhelyezkedése is érdekes ebből a szempontból *(7. ábra)*. Sok helyen találunk az óceán–kontinens peremen lemezhatárt, de ez mégsem tekinthető általánosnak. Találunk lemezhatárt az óceánokon és a kontinenseken belül is, amelyek egyszer konvergens, másszor divergens határok. Mint említettük, az óceáni lemez ott kezd el süllyedni, ahol



6. ábra | Szubdukció a passzív szeizmika alapján Kamcsatka partjainál (Dobretsov et al. 2012). A fekete pontok a földrengés-hipocentrumokat jelzik
Figure 6 | Seismic image of the subduction at the eastern shoreline of Kamchatka (Dobretsov et al. 2012)

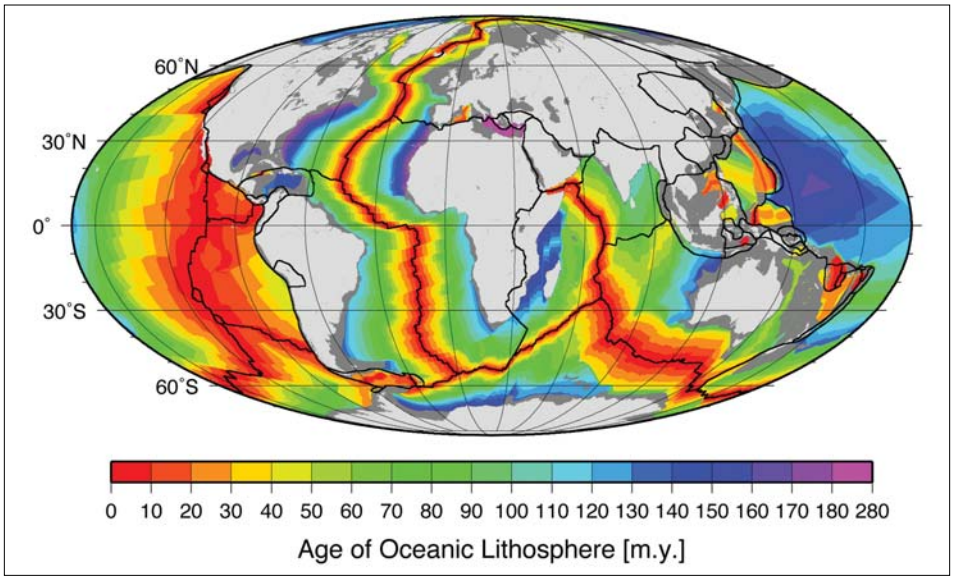


7. ábra | A főbb lemezhatárok, lemezmozgások és „hotspot" helyek a Földön (Minster, Jordan 1978). A mozgási irányok mellé írt számok a mozgás sebességét jelzik cm/év egységben

Figure 7 | The main plates, plate movements and hot spots on the Earth (Minster, Jordan 1978)

konvergens, azaz vele ellentétes irányban mozgó, álló vagy lassabban mozgó óceáni, vagy kontinentális lemezbe ütközik (lemezhatár). Minél nagyobb a sebessége a konvekciós áramlásnak (a lemez mozgásának), annál valószínűbb a szubdukció.

A Közép-atlanti óceáni hátság kinyílási sebessége (1,8–3,0 cm/év) kisebb, mint a Csendes-óceáni hátságé (5,7–18,3 cm/év), így az Atlanti-óceán partjain nincs szubdukció, a Csendes-óceán partjain viszont van (lásd *7. ábra*).



8. ábra | A hátságok mentén kialakuló bazaltos óceáni litoszféra kora (Muller et al. 2008)

Figure 8 | The age of oceanic lithosphere in My-s (Muller et al. 2008)

Úgy néz ki, hogy az Atlanti-óceán partjai nem is lemezhatárok, mert a kontinensek kezdtek el egymástól távolodni, mintegy maguk után húzva az egyre növekvő területű óceáni kérget. Vagyis a kontinentális és óceáni kéreg valószínűleg egy lemezt alkot, együtt mozog.

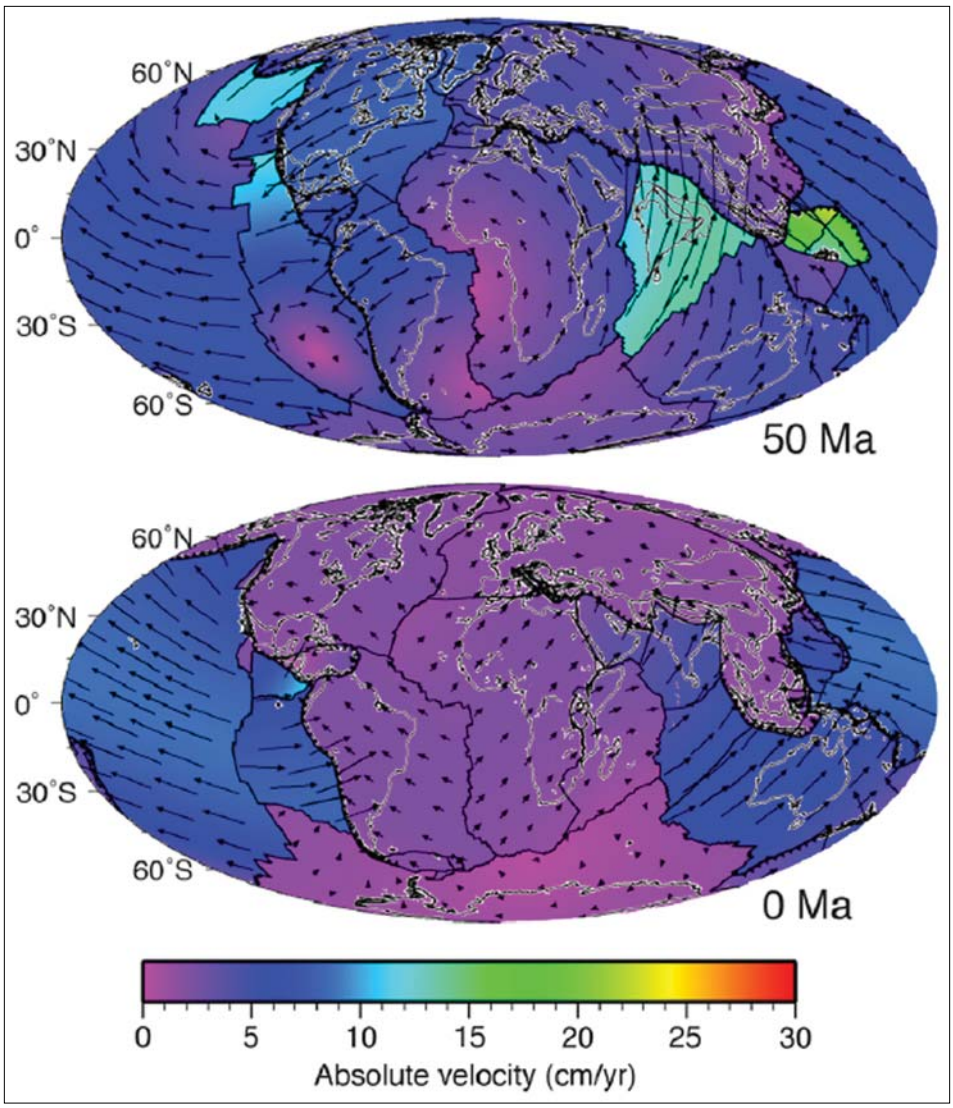
Természetesen számít az óceáni lemez kora. A lemezek kora a hátságoktól távolodva folyamatosan nő *(8. ábra),* a legidősebb óceáni kéreg kora 200 Mév körül van, ezek tehát a legnagyobb sűrűséggel rendelkező óceáni kéregrészek. Ilyen lemezt találunk:

1. É-Amerika K-i partvidékén (nincs szubdukció, nem bukik alá),
2. É-Afrika Ny-i partvidékén (nincs szubdukció, nem bukik alá),
3. K-en a Mariana-ároknál (itt erőteljes szubdukció van).

A legidősebb óceáni lemez – a feltételezés alapján – egyben a legnagyobb sűrűségű lemez is. Miért nem bukik a kontinentális lemez alá az óceáni kéreg Afrika Ny-i és Amerika K-i partjainál? Valószínűleg azért, mert még nincs lemezhatár, a kontinens és óceán ugyanazon a köpenyáramláson utaznak.

Feltehető, hogy lemezmozgás sebessége, pontosabban az ütköző lemezek egymáshoz viszonyított sebessége igen fontos tényező *(7. ábra)*. Lehet, hogy a lemezek kölcsönös sebessége határozza meg azt, hogy van-e lemezhatár vagy nincs, illetve, hogy kialakul-e szubdukció vagy sem.

Az *8. ábra* mutatja az óceáni kéreg korát. Az ábrán jól látszik, hogy az óceáni hátságokkal párhuzamosan jelennek meg az azonos korú óceáni kéregképződmények, és a sávok szélessége jelzi a terjedés sebességét is. A piros szín szélessége azt mutatja, hogy az elmúlt 10 Mév alatt hol volt a hátság kinyílása a legjelentősebb. A széles piros sávoknál, a lemezperemnek a hátsággal ellentétes oldalán mindenhol szubdukciót figyelhetünk meg. Az ábrán az is látszik, hogy a kihűlésből származó sűrűségtöbblet nem lehet döntő, mert nincs szubdukció É-Amerika és É-Afrika Atlanti-óceáni



9. ábra | A lemezmozgások iránya és sebessége (cm/év egységben) 50 millió éve és napjainkban (Zahirovic 2015)
Figure 9 | Direction and absolute velocity of plate movements 50 My-s ago and at present (Zahirovic 2015)

partszakaszán, noha 200 Mév-nél is idősebb az óceáni lemez, viszont van szubdukció D-Amerika Csendes-óceáni partszakaszán, ahol pedig az óceáni lemez csak 50 Mév körüli! A szubdukció tehát elsősorban nem az óceáni kéreg érettségétől függ, hanem a lemezek konvergáló mozgásának sebességétől!

Napjainkban, a GPS-mérések alapján, már a mozgás iránya is többé-kevésbé pontosan meghatározható, sőt a földtani régmúlt mozgásviszonyaira (lásd Zahirovic 2015) is lehet következtetni *(9. ábra)*. Tulajdonképpen a mozgások iránya, nagysága behatárolja a főbb litoszféralemezek helyét is. Az ábrán látszik, hogy lemezek egyesülhetnek vagy kettétörhetnek, megváltoztatva ezzel a lemezperemek helyzetét. Látszik továbbá, hogy a lemezek eltérő sebességgel mozognak, és a sebesség nagysága kapcsolatba hozható a szubdukció megjelenésével. Egy adott relatív sebesség alatt – úgy tűnik – nincs szubdukció.

4. Kihűlésből származó sűrűségváltozás

A fentiekben röviden áttekintettünk a litoszféra szintjén a lemeztektonikával és a lemezek mozgásával kapcsolatos ismereteket. Közelítsük meg a kérdést a fizikai paraméterek oldaláról is! Vizsgáljuk meg a sűrűségváltozást, annak mértékét, például a hőmérséklet-csökkenés hatására!

Adott az óceáni kéreg, amely lehűl – ekkor csökken a térfogat, nő a sűrűség – a következő összefüggés szerint:

$$\rho_1 = m/V_1 = m/(V_0(1 + \beta\Delta T)) = \rho_0/(1+\beta\Delta T),$$

ahol
m – a test tömege,
ρ_0 – kezdő sűrűség,
ρ_1 – végső sűrűség,
V_0 – kezdő térfogat,
V_1 – végső térfogat,
β – térfogati hőtágulási együttható (10^{-5} nagyságrendű),
ΔT – hőmérsékletváltozás.

Sűrűség: Az alsó kéreg sűrűsége 5–15 km mélységben $\rho = 3000$ kg/m^3.

Hőmérséklet: 15 km mélyen a hőmérsékletet pontosan nem tudjuk, de 10 km-es mélységben, a legmélyebb fúrások alapján 300 °C hőmérséklet van, ezért 15 km-re vegyük a 450 °C-os értéket. A hőmérséklet-változás mértéke tehát ΔT = ~450 °C körüli.

Sűrűségváltozás: A bazalt hőtágulási tényezője 100 °C-on $\beta = 0{,}9 \times 10^{-5}$ [1/°C] nagyságú. Az egyszerűség kedvéért számoljunk ezzel az értékkel, mintha a hőtágulási tényező egy konstans, hőmérséklettől független érték lenne.

Ha 15 km mélyről a felszínre emelünk egy bazaltot, akkor 450 °C-ot változik a hőmérséklete, a sűrűsége pedig

$$\rho_1 = \rho_0/(1 + \beta\Delta T) = 3000/(1 - 0{,}000009 \times 450) = 3012 \text{ kg/m}^3.$$

Legyen a mélységváltozás 35 km, akkor a minimális 50 mW/m^2 hőáram esetén kb. 800 °C lesz hőmérséklet-változás. Ekkor a sűrűség értéke

$$\rho_1 = \rho_0/(1 + \beta\Delta T) = 3000/(1 - 0{,}000009 \times 800) = 3021 \text{ kg/m}^3.$$

130 mW/m^2 hőáram esetén a hőmérséklet-változás 2000 °C körüli lesz, ekkor a sűrűség értéke

$$\rho_1 = \rho_0/(1 + \beta\Delta T) = 3000/(1 - 0{,}000009 \times 2000) = 3054 \text{ kg/cm}^3.$$

A bazaltok keletkezési hőmérséklete ~950 °C körüli, ennél nagyobb hőmérséklet-változás az óceáni kéreg esetében nem várható. Ekkor viszont a kihűlésből származó sűrűségváltozás elenyésző (max. 1%), ami képlékeny anyag áramlásához talán elegendő lenne, de egy szilárd és merev lemez mozgatásához kevésnek tűnik. Gondoljunk bele, hogy normál földmodell esetén a Moho-szint mélységében (5–10 km mélység az óceánok, 25–50 km a kontinensek esetében) a sűrűség már 3300 kg/m^3 körüli! Ebből adódóan a szubdukálódó kihűlt óceáni lemez meddig süllyedhet?

A sűrűséggel való indoklás tehát annyiban korrekt, hogy a felszín közelében a kontinentális lemez kisebb sűrűségű (gránit-granodiorit összetételű, 2700 kg/m^3 sűrűségű), mint az alábukó, szubdukálódó óceáni lemez (bazalt-gabbró összetételű, 3000 kg/m^3 sűrűségű). Vagy: a régebben felszínközelben lévő óceáni lemez jobban kihűlt, ezért kicsit (~1%-kal) nagyobb a sűrűsége, és alábukik a fiatalabb óceáni lemezzel való ütközéskor (de az „ütközés" eleve feltételezi más erők jelenlétét). Ha megnézzük a Csendes-óceánt a szélességi körök mentén, akkor azt látjuk, hogy 5000–10000 km hosszú lemezszakaszon nincs lemezperem, tehát a lemezperem megjelenése is a Föld belsejének felépítésétől függ, amelyről nagyon keveset tudunk.

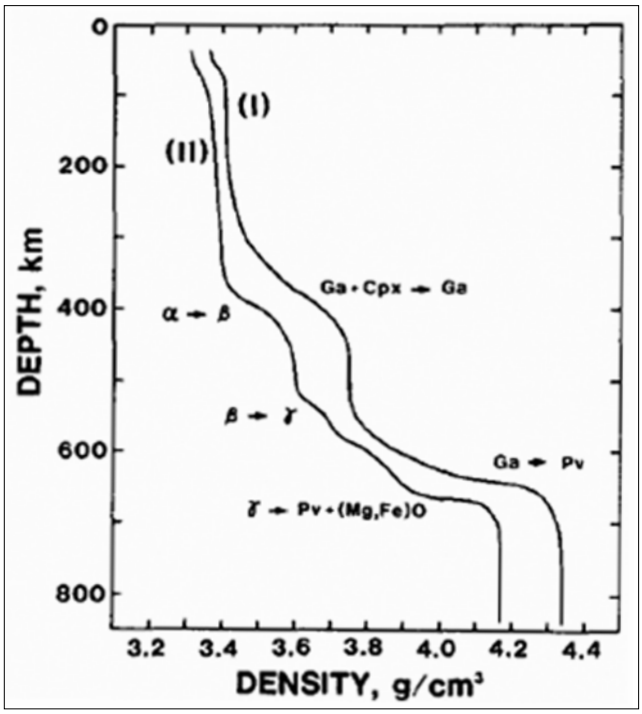
A fenti számadatok már sejtetik, hogy a sűrűség mozgatta alábukás valamilyen szintig, fennállhat a sűrűségek közötti különbségnek köszönhetően, de emiatt a sűrűségkülönbség miatt egy merev óceáni lemez magától nem fog szubdukálódni, tehát nem ez a sűrűségkülönbség lesz a meghajtóereje a szubdukciónak, legalábbis kezdetben. Gondoljunk csak az idős óceáni lemezdarabokra és a szubdukció hiányára az Atlanti-óceán mentén!

5. A fázisátalakulások hatása

Még egy jelenséget meg kell vizsgálni. Ez pedig az a kőzettani átalakulásokból származó jelenség, amelyet a kémiai és ásványos összetétel megváltozása okoz, pl. az anyag sűrűségében. Ezt a témakört részben érinti tanulmányában Horváth Ferenc is (2006).

A köpeny anyaga peridotit, pontosabban pyrolit, amely 3 rész peridotitból és 1 rész bazaltból áll. A pyrolitos anyag a felszínre emelkedése során olyan egyirányú átalakulásokon megy át – bazalttá válik –, amelyek a bazalt köpenybe

süllyedése során visszafelé már nem zajlanak le (visszafordíthatatlan változások). Közvetett bizonyítékaink (pl. a szeizmikus sebességek vagy a felszínre került köpenyzárványok) alapján feltételezhető, hogy más az az anyag, amely kezdetben elindul felfelé és más az, amelyik visszaérkezik a szubdukció során. Ez a fizikai paraméterekre is hatással van.



10. ábra A szubdukálódó bazalt (I) és a környező pyrolit (II) sűrűsége a mélység függvényében (Irifune et al. 1986)

Figure 10 Density of subducting basalt (I) and surrounding pyrolithe (II) plotted against depth (Irifune et al. 1986)

A *10. ábra* mutatja a szubdukálódó bazalt és pyrolitos környezete sűrűségének a mélységtől való függését (~50–850 km mélységtartományban). Kőzettani szempontból az ábra egy adott mélységtől kezdve magyarázatot ad a szubdukció sűrűségkülönbségből származó meghajtó-, pontosabban húzóerejére. Azaz, ha egy kialakult, érett szubdukcióról van szó, akkor a köpeny mélységében megjelenő 50–100 kg/m^3 (1–3%-os) sűrűségkülönbségből származó – a Föld középpontja felé irányuló – tömegvonzási erő, a képlékeny asztenoszférában már lefelé húzhatja a szubdukálódó lemezt. Ringwood (1990) még nagyobbnak adja meg ezt a sűrűségkülönbséget, szerinte ez 150–200 kg/m^3 (4–6%) is lehet.

A passzív szeizmikus mérési eredmények is a szubdukálódó lemezek 3–5%-os sebességtöbbletét mutatják a környezethez képest *(6. ábra),* ami a sűrűség szempontjából is – az analógia miatt – többletet jelez.

Van viszont egy szépséghibája az ábrának: a felső 50–100 km-es tartomány, a teljes litoszféra hiányzik (Ringwood tanulmányában is hiányzik a felső 150 km), ami azt jelezheti, hogy ott valószínűleg más törvényszerűségek, a merev kőzetlemezre jellemző szilárd fázisú tulajdonságok dominálnak. Ezek ismertetése azonban már túlmutat jelen cikk keretein, és a kőzettani kutatások körébe tartozik.

A meghajtóerő vizsgálata szempontjából a választ ketté kell bontani, mert a merev litoszféralemez valószínűleg másképpen működik, mint a képlékeny asztenoszféra.

Szilárd fázisú tartomány, (litoszféra, ~100 km mélységig)

1. A sűrűség a mélységgel arányosan növekszik, így a kihűlésből adódó sűrűségnövekedés sokkal kisebb mértékű, mint a mélységnövekedésből származó sűrűségnövekedés, és nem elegendő ahhoz, hogy az óceáni lemez nagyobb mélységekbe süllyedjen. Ne feledjük, nem egy állandó sűrűségű folyadékba süllyed a lemez! Minél mélyebbre kerül a szubdukálódó lemez, annál sűrűbb anyag veszi körül, amely felfelé nyomja.
2. Az egyre mélyebbre kerülő anyagnak egyre inkább nőni fog (konduktív módon) a hőmérséklete, ezáltal egyre inkább csökkenni fog a sűrűsége is, és egyre inkább elveszti azt a meghajtóerőt (a sűrűségkülönbséget), amely a feltételezés szerint elindította az alábukást.
3. Az alábukó lemez igen csekély része csak az egész óceáni lemeznek, amely nem elég ahhoz, hogy a lemez nagyobbik, még nem alábukó részét maga után vonszolja! A többi lemezrész súrlódási tapadása a környezettel (köpenyanyagokkal) olyan nagy ellenállást jelent, amelyet a kis, lehajló (szubdukálódó) rész hatásával nem lehet leküzdeni.
4. Egy nagy felületű lemez (pl. litoszféralemez) még valamivel nagyobb sűrűsége ellenére is, képes a valamivel kisebb sűrűségű anyagon úszni. Ugyanis, ahogy Daniel Garcia-Castellanos (Ablelwahed 2014) megfogalmazta: …a lemezek nem „úsznak" az asztenoszféra tetején, hanem „nyugalomban vannak" azon, vertikálisan nem képesek süllyedni, mert az asztenoszférát nem képesek globális méretekben kiszorítani a helyéről.

E négy pont alapján az a nézet, hogy a sűrűségkülönbség mozgatja a szubdukciót, legalábbis a litoszféra szintjén nehezen képzelhető el. Így felmerül a kérdés, hogy akkor mi mozgatja a szubdukciót. Bár az előző részben ezt már elég jól körbejártuk, nézzük meg a fizikai paraméterek mélységfüggését. Ha megvizsgáljuk, milyen törvényszerűségek, folyamatok vannak a Földben, akkor talán választ kaphatunk erre a kérdésre is.

6. Fizikai törvényszerűségek a Föld belsejében

1. A sűrűség a mélységgel arányosan növekszik.
2. A hőmérséklet a mélységgel arányosan növekszik.
3. A nyomás a mélységgel arányosan növekszik.
4. Ha az anyag hőmérséklete csökken, a sűrűség nőni

fog, ha a hőmérséklete nő, akkor a sűrűsége csökken, de csak azonos nyomásviszonyok esetén, azaz az 1., 2. és 3. pont továbbra is igaz.

5. A hideg, rideg (óceáni vagy kontinentális) litoszférában nincs anyagáramlás (konvekciós hőáramlás), csak konduktív hőátadás, mivel a litoszféra merev, tömör anyagként viselkedik.
6. A litoszféra alapvetően szilárd, a legfelső része, a kéreg rideg, kemény. Az alsó kéreg már valamivel képlékenyebb, de alapvetően a köpeny az, ami képes a lassú (földtani időben mért) anyagmozgásra (konvekciós áramlásra).

Elvileg e törvényszerűségek figyelembevételével fel lehet oldani az ellentmondásokat. A folyamatok végiggondolása egy ciklikus folyamathoz vezet, amelynek meghajtóereje a Föld belső hője.

A ciklus (konvekciós áramlás képlékeny anyagban)

Ha a litoszféra alatti mélységben a köpenyanyagnak megnő a hőmérséklete, akkor az tágulni fog (a szükséges hőmennyiség a Föld belsejében rendelkezésre áll). Állandó tömeg esetén ez sűrűségcsökkenést jelent, ami miatt az anyagnak a felszín felé kell elmozdulnia. Egyre hidegebb környezetbe kerül, így a folyamat egészen a felszínig tart (a rendszerben kódolva benne van a fázisátalakulás, azaz az anyagi változás lehetősége is). A feláramló anyag helyére oldalirányból vagy felülről más anyag áramlik be. Ez a függőleges mozgási mechanizmus működik a „hotspot"-ok és az óceáni hátságok esetében. A felszín közelében („solidus" határ) az áramlás az alulról jövő állandó utánpótlás miatt vízszintes irányba terelődik, mivel a rideg litoszférában nincs anyagáramlás. Ez alkotja a konvekciós hőáramlást. Az is belátható, hogy a felszálló ágnak leszálló párjának is kell lennie, így egyfajta konvekciós körforgás (áramlási rendszer) alakul ki *(1. ábra)*.

A földköpenyben zajló konvekciós áramlásokkal, illetve azok numerikus vizsgálatával Cserepes, Galsa és szerzőtársai, illetve Herein és szerzőtársai foglalkoznak részletesebben (Cserepes 2002, Galsa et al. 2008, Herein et al. 2008).

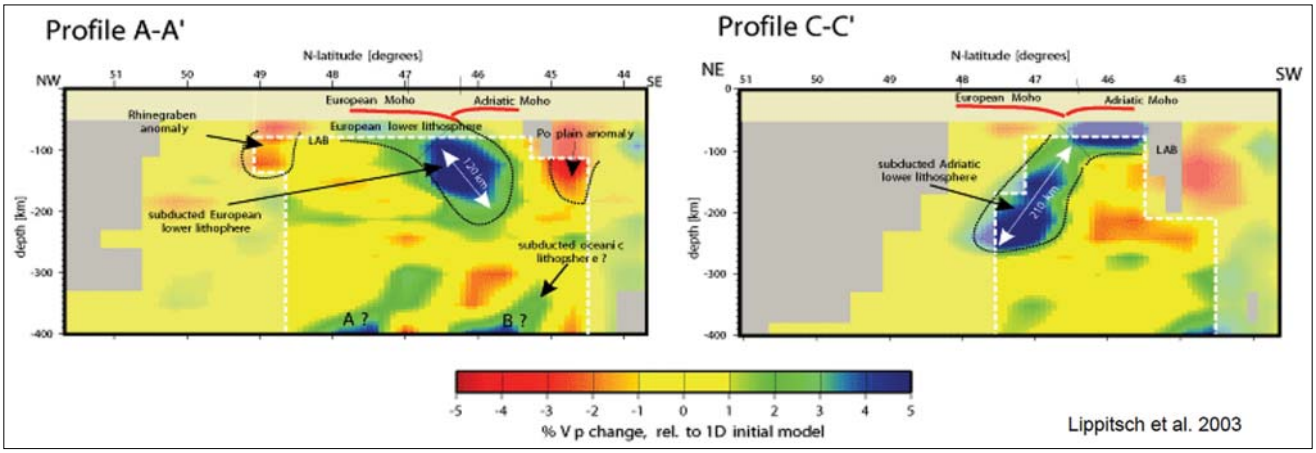
7. Lemezek és a köpenyáramlás

A földkéreg mint szilárd burok körülveszi a Földet. A hőmérséklet által generált konvekciós hőáramlás (anyagáramlás) ezt a szilárd, többnyire összefüggő és éppen ezért nagy tehetetlenséggel rendelkező burkot alulról mozgatja. A nem tökéletes csatolás miatt az anyagáramlás sebességénél egyrészt lassabban teszi ezt, másrészt nem egyforma irányban és nem egyforma sebességgel (ez tulajdonképpen a kontinensvándorlás).

A litoszféra a mozgási energiáját a súrlódásnak köszönhetően veszi át a köpenytől – ezért mozognak a lemezek –, de ennek következtében a mélybeli anyagáramlás és a felszíni lemezmozgás valószínűleg eltérő sebességű lesz. A köpenyáramlás nagy felületen érintkezik a szilárd litoszféralemezekkel, emiatt az összefüggő lemezek igen nagy mozgási energiára és a tömegükből adódóan, igen nagy tehetetlenségi nyomatékra tesznek szert. Ez az erő mozgathatja az óceáni lemezeket (és ehhez adódik a sűrűségkülönbség hatása), és ez az erő tolja a litoszféra szintjén az alábukó, szilárd és rideg óceáni lemezrészt a nagyobb mélységek sűrűbb, de képlékenyebb köpenyanyagába, de ez mozgatja a lemezeket is, transzform, konvergens és divergens mozgásokat idézve elő.

Mivel az anyagáramlást csak a köpeny fizikai tulajdonságai teszik lehetővé, így egyrészt a felszíni szilárd kéreglemezt a köpenyáramlás alulról koptatja, illetve vékonyítja (beolvaszthat, illetve magával ragadhat részeket) a mozgatás során, másrészt a rideg, szubdukálódó lemez mint egy ék hatol be a litoszféra alsó részeibe és a képlékenyebb köpenybe.

A litoszféránál mélyebb részeken az Irifune (1986) vagy Ringwood (1990) által jelzett törvényszerűségek *(10. ábra)* is életbe lépnek, azaz amikor az alábukó lemez eléri az asztenoszférát, a lemez nagyobb sűrűsége is mozgatóerőként léphet fel.



11. ábra | Szubdukálódó lemezdarabok az Alpok alatt egy ÉNy–DK-i és egy ÉK–DNy-i szelvény mentén (Lippitsch et al. 2003)
Figure 11 | Subducting plates under the Alps along NW-SE and NE-SW sections (Lippitsch et al. 2003)

A szeizmikus tomográfia eredményei az Alpokban 400 km mélységig mutatják a szubdukálódó litoszféralemezeket *(11. ábra)*. Az 5%-os sebességnövekedés azonban csak 80–100 km alatt mutatható ki, efelett csak 1–2% körüli ez az érték, ami talán azt jelzi, hogy a szubdukálódó lemez a köpenyben és a kéregben nem ugyanúgy viselkedik.

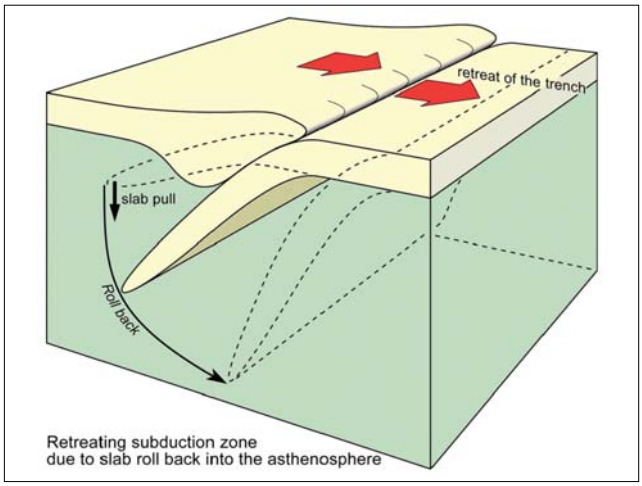
A lemezek eltérő mozgását szinte az egész Földre sikerült meghatározni (*7.* és *9. ábra*), az eredmények azt mutatják, hogy ezek a mozgások a földtani korok során változtak. Változtak irányukban, de változtak jellegükben is, transzform mozgásokból konvergens vagy éppen divergens mozgások alakultak ki.

Haladó szubdukció

Normál (vagy haladó) szubdukció (pl. Kamcsatka) esetén az óceáni lemez mozog, illetve szubdukálódik az álló vagy azonos irányban, de lassabban mozgó kontinentális lemez alá. Ebben az esetben a hatalmas óceáni lemez a mozgási energiája révén tolja előre és lefelé magát. Az óceáni lemez csak ott bukik le, ahol a litoszféra eltörött (óceán–óceáni lemezkonverzió), vagy ahol érintkezik egy kisebb sűrűségű, de nagy tömegű rideg kontinentális lemezzel. Ha a szubdukálódó rész vonszolná maga után a lemez többi részét, akkor elvékonyodó óceáni lemeznek kellene lennie, de erről nem tudunk. Ez a szubdukció a szubdukálódó lemez mozgásirányában halad előre, s közben fel- vagy alágyűri, esetleg tolja maga előtt a másik lemezt.

Hátráló szubdukció

Hátráló szubdukció (pl. K-Kárpátok) esetén az óceáni lemez áll (pl. Magura-lemez az eurázsiai lemezhez ragadva) és a mozgó kontinentális lemez (pl. a Pannon-mikrolemez) nyomul rá az óceánira *(12. ábra),* amely ennek hatására szubdukálódik, miközben szépen lassan hátrál a mozgás irányában (pl. K-Kárpátokban), és a felszíni része a rátolódó litoszféralemez miatt egyre fogy.

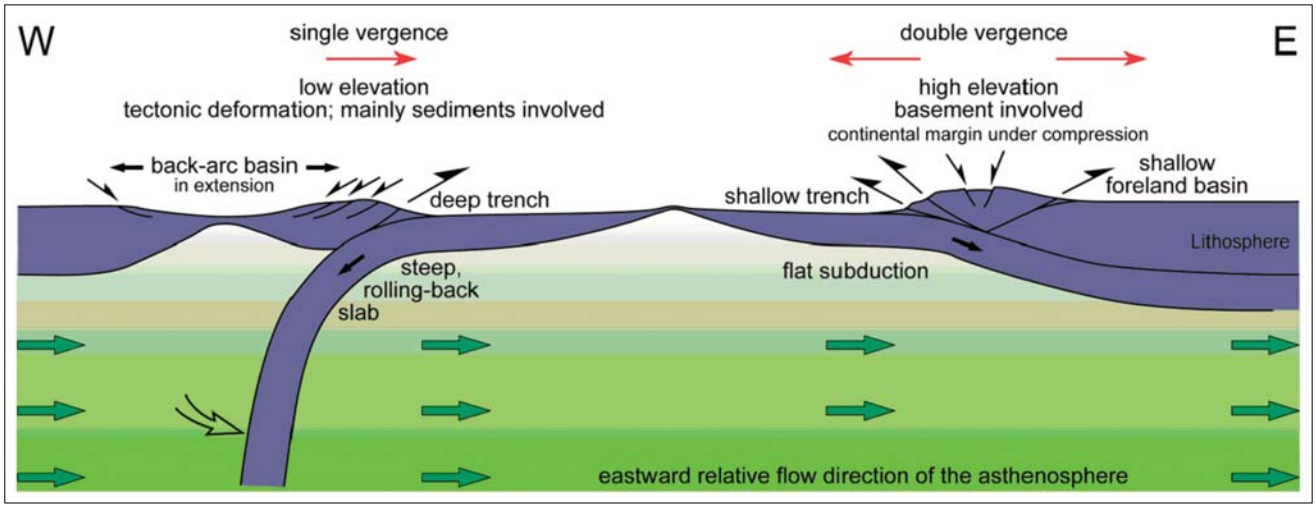


12. ábra Hátráló (rollback) szubdukció (a litoszféralemezek mozgása tükrözi a köpenyáramlás irányát is)
Figure 12 Rollback subduction, the direction of plate motions indicates the direction of mantle convection

Ebben az esetben – mivel az alábukó óceáni lemezrész már nagyobb lehet, mint a még nem szubdukálódó rész valóban érvényesülhet az alábukó rész húzóereje is. A Kárpát-medence esetében a Pannon-mikrolemezre ez az erő alig fog hatni, ha figyelembe vesszük, hogy éppen a Pannon-mikrolemez mozgása okozza a szubdukciót (Magura bezáródását) és a kollíziót (Kárpátok mentén). Vagyis itt az extenziót egyértelműen valami más hatásnak kell tulajdonítanunk. Úgy gondoljuk, hogy mivel itt ütközés van, ezért a folyamatosan jelen lévő köpenyáramlás egyre kevésbé képes mozgatni a Pannon-mikrolemezt a stabil eurázsiai lemez felé (ezt GPS-vizsgálatok ki is mutatták), ebből adódóan a gyorsabb köpenyáramlás alulról koptatja a kérget folyamatosan vékonyítva azt, ahogyan ezt Szénás György már 1964-ben felvetette.

A szubdukció szöge

A konvergáló lemezek egymáshoz viszonyított mozgása, illetve a köpenyáramlás iránya dönti el azt, hogy a szubduká-



13. ábra A hátraforduló (rollback) és a lapos (flat) szubdukció (Doglioni et al. 1999)
Figure 13 Rollback and flat subductions (Doglioni et al. 1999)

lódó lemez milyen szögben bukik alá. Azonos nagyságú erők esetén a 45°-os szögű szubdukció valószínű. Ez a szög kisebb, ha a szubdukálódó lemez (és a köpenyáramlás) gyorsabban mozog. Ennek egyik szélsőértéke akkor jelentkezik, amikor az álló lemez alá szubdukálódik az óceáni lemez (flat subduction). Ilyenkor egy második, közel vízszintes bazaltos kéreg alakulhat ki az alátolódás miatt (*13. ábra* jobb oldala). Ezt a szubdukciót nagyon nehezen lehetne megmagyarázni a csak a sűrűségtöbbletből származó mozgással!

Ha a nem szubdukálódó lemez a gyorsabb, akkor a szubdukciós szög egyre nagyobb, amelynek a szélső értéke akkor jelentkezik, amikor az álló szubdukálódó lemez alábukó részét a másik mozgó lemez és köpenyáramlás visszagörbíti a szubdukálódó lemez irányába (rollback subduction, *13. ábra* bal oldala).

Látható, hogy minden esetben a lemezek konvergens mozgása (szemtől szembe történő vagy utoléréses ütközés) határozza meg a szubdukció jellegét, annak szögét, megjelenési formáját. A konvergens mozgás pedig a konvekciós köpenyáramlásokra vezethető vissza!

8. Következtetés

Az óceáni kéreg és annak kihűlésből származó sűrűségnövekedése a felszínről közelítve a legmegfoghatóbb a szubdukció jelenségében. De ez nem az egyetlen erő, amely egy alábukó litoszféralemezre hat. A közeg visszatartó ereje, a litoszféralemez tehetetlenségi nyomatéka és az asztenoszféra konvekciós áramlása, majd a köpeny szintjénél mélyebben jelentkező sűrűségtöbblet egyaránt hatással van a szubdukálódó lemezre, és ezek eredője dönti el annak mozgását.

Heuret és Lallemand (2005) így fogalmazzák meg cikkük végén a következtetésüket: „We already know from this study that their effect is larger than those generated from the bending moment of the slab pull.” [c)]

Visszatérve tehát az első magyarázathoz, a kihűlt óceáni lemez a sűrűségkülönbségből adódóan túl sokáig nem süllyedne, ezért nem is húzhat túl sokat. Az óceáni lemez szubdukálódásáért és valószínűleg a kéreg kivékonyodásért is a köpenyáramlás lehet a felelős, amely folyamatosan hat, és próbálja mozgatni a rendkívül nagy tehetetlenségi nyomatékkal rendelkező lemezt, vagy ha mozgatni nem tudja, akkor alulról koptatja, vékonyítja azt.

Csak a passzív szeizmikus mérések alapján találunk olyan érett szubdukciókat, ahol több 100 km mélyre süllyedt lemez mutatható ki, s ahol a lesüllyedt lemez köpenybeli sűrűségnövekedése a lemez tömege miatt már domináns húzóerőként léphet fel.

A tanulmány szerzői

Kiss János, Bodoky Tamás

Jegyzetek

[a)] „Az asztenoszféra szerepét ebben a változatban alapvetően passzívnak tekintettük.”

[b)] „…köpenyáramlások által létrehozott nyomóerő...”

[c)] Mi már tudjuk ebből a tanulmányból, hogy ez utóbbiak (a köpenyáramlások) hatása nagyobb, mint az alábukó lemez nyomatékából (a sűrűségtöbbletből) származó meghajtóerő.

Hivatkozások

Abdelwahed M. F. (2014): How can a subduction slab sink in the asthenosphere, however, it is normaly floating on it? ResearchGate: https://www.researchgate.net/post/How_can_a_subduction_slab_sink_in_the_asthenosphere_however_it_is_normally_floating_on_it2

Burg J. P. (2011): Tectonics. ETH Zürich, University Notes

Cserepes L. (2002): Convective motions int he mantle. Acta. Geod. Geoph. Hung. 37/1, 3–27

Csontos L. (1998): Lemeztektonika másként. Természet Világa II. különszám, 1017–1024

Dobretsov N. L., Koulakov I. Yu., Litasov Yu. D. (2012): Migration paths of magma and fluids and lava compositions in Kamchatka. Russian Geology and Geophysics 53, 1253–1275

Doglioni C., Harabaglia P., Merlini S., Mongelli F., Peccerillo A., Piromallo C. (1999): Orogens and slabs vs. their direction of subductions. Earth Science Rewiews 45/3–4, 167–208

Forsyth D. W., Uyeda S. (1975): On the relative importance of the driving force of plate motion. Geophysic. J. R. Astr. Soc. 43, 163–200

Galsa A., Lenkey L., Süle B., Herein M. (2008): A földköpenyben zajló konvekcióról. Magyar Geofizika 49/2, 75–87

Herein M., Galsa A., Lenkey L., Süle B. (2008): Termikus földköpeny-konvekció kétdimenziós numerikus modellezése különböző geometriák esetén. Magyar Geofizika 49/3, 111–123

Heuret A., Lallemand S. (2005): Plate motions, slab dynamics and back-arc deformation. Physics of the Earth and Planetary Interiors 149, 31–51

Horváth F. (2008): Lemeztektonika és az új globális geodinamika. Magyar Tudomány 2006/8, Planetológia, 930–945

Irifune T., Sekine T., Rindwood A. E., Hibberson W. O. (1986): The eclogite-garnetite transformation at high pressure and some geophysical implications. Earth and P1anetary Science Letter 5/77 245–256

Kearey P., Vine F. J. (1990): Global Tectonics, Blackwell Scientific Publications, Oxford, p. 302

Lippitsch R., Kissling E., Ansorge J. (2003): Upper mantle structurebeneath the Alpine orogen from high-resolution teleseismic tomography. Journal of Geophysical Research 108/B8, 2376. DOI: 10.1029/2002JB002016, ISSN: 0148-0227

Minster J. B., Jordan T. H. (1978): Present day plate motions, Journal of Geophysical Research 83, 5331–5351

Muller R. D., Sdrolias M., Gaina C., Roest W. R. (2008): Age, spreading rates and spreading symmetry of the world’s ocean crust. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 9, Q04006, doi: 10.1029/2007GC001743

Ringwood A. E. (1990): Slab–mantle interactions; 3. Petrogenesis of intraplate magmas and structure of the upper mantle. Chemical Geology 82, 187–207

Szénás Gy. (1964): Néhány megjegyzés a magyarországi földkéregről. Geofizikai Közlemények 13/3, 301–303

Thatcher W., Pollitz F. F. (2008): Temporal evolution of continental lithospheric strength in actively deforming regions. GSA Today 18(4/5), 4–11, doi: 10.1130/GSAT01804-5A.1

Zahirovic S., Müller R. D., Seton M., Flament N. (2015): Tectonic speed limits from plate kinematic reconstructions. Earth and Planetary Science Letters 418, 40–52