

A SZIGETIVEK FEJLŐDÉSE

(Beszámoló a szerző angliai tanulmányutjáról)

Ravaszné - Baranyi Livia^{*}

1971 őszén angliai tanulmányuton vettem részt. A tanulmányut legnagyobb részét az Oxfordi Egyetem Földtani-Ásványtani Tanszékén töltöttem, E. A. Vincent professzor intézetében.

A témakör, melyre a M. Áll. Földtani Intézettől és a Magyar Ősztündíj Tanácstól engedélyt kaptam a korszerű közetgenetika elvi és metodikai tanulmányozása volt és elsősorban a magmás és metamorf kőzetek területére korlátozódott.

E kutatási terület keretén belül alkalmam nyílt megismerkedni a közetgenetika egyik, a közelmúltban az Oxfordi Egyetem Földtani Tanszékének kutatógárdája által kidolgozott, speciális de alapfontosságú tárgyával, a szigetivek kialakulásának és fejlődésének kérdésével. Az Oxfordi Egyetem Földtani Ásványtani Tanszékének kutatói: dr. J. D. Bell, dr. A. H. C. Mitchell, dr. E. R. Oxburgh, H. G. Reading és dr. S. W. Richardson a szigetivek fejlődéstörténetét a közetgenetika figyelemmel kísérésével, a "plate tectonics" - lemeztectonika^{xx} alapján vezetik le.

^{*}Előadta a MFT Általános Földtani Szakosztályának 1972. III. 8-i előadóülésén.

^{xx}E rövid ismertetésben az ún. plate tectonics - lemeztectonika - alapelveire mindössze utalva, a következők rögzíthetők:
e közelmúltban lefektetett s azóta számos konferencia tárgyát képező tektonikai irányzat a közetgenetika területén ma már általánosan alkalmazott. A lemeztectonika szerint, elsőként Morgan és LePichon által lefektetve, nem pusztán teoretikus álláspont alapján, a Föld külső héja - a kéreg és részben a felső köpeny is - kisszámú, LePichon szerint a jelenkorban 6, merev blokkra osztható, melyek egymástól többé-kevésbé függetlenül, eltérő sebességgel mozognak, mint óriási jégtáblák. Ahol két blokk egymással ellentétes irányban mozog kialakulnak az óceáni árkok, és a sebhelyen új kéreg képződik. Ha két blokk egymás felé mozog vagy kompressziós gyűrthegységi övek keletkeznek, vagy az egymás alá bukó blokkok esetében a kéreg egy része tönkremegy. Az 1. ábra a LePichon által feltételezett 6 blokk térképét mutatja be (X. LePichon, J. Geophys. Res. vol 73. 1968).

A szigetivek jelenleg is jól tanulmányozható területeinek földtani törvényszerűségei és ezek felismerése nemcsak elvonatkoztatott tudományos vizsgálódás tárgya, hanem a Földre vonatkozó, ennek fejlődését vizsgáló egyetemes kutatás egyik láncszeme, amelynek viszonylag egyszerű, lehatárolható problémaköre alapja lehet bonyolultabb földtani folyamatok megvilágításának is. Emellett, a szigetiv szerkezetek megismerésével a földtani régmúlt, ma már elfedett szigetiv-rendszerei ismerhetők fel, melyek a praktikus geológia szemszögéből nézve elsősorban rézérc felkutatása céljából lehet gazdaságilag is eredményes.

Miyashiro már 1961-ben felfigyelt az ún. páros metaform övek előfordulásának problémáira. Kimutatta, hogy Japán és a cirkumpacifikus terület többi szigetivein is, hasonló koru, egymás mellett előforduló, egymástól élesen elkülönülő ásványparagenezissel jellemezhető páros-övek nyomozhatók. Minden egyes párban a külső, az óceánhoz közelebb eső övben rendszerint a jadeit-kvarc ásványegyüttessel, valamint a glaukofán pala fáciessel jellemezhető kőzettípusok fordulnak elő, míg a belső öv az andaluzit, némely esetben disztén vagy szillimanit ásványegyüttésekkel jellemezhető. Miyashiro felismerte, hogy e metamorf övek képződésénél erősen eltérő hőmérséklet és nyomásviszonyoknak kellett fennállniuk. A külső öv alacsony hőmérsékleten és nagy nyomáson, a belső öv kis nyomáson és nagy hőmérsékleten keletkezett.

A lemeztekonika modelljét alkalmazva Oxburgh és Turcotte (Oxford - New York) megkíséreltek magyarázatot adni e kérdésekre. E metamorf övek termális igényére vonatkozható kvantitatív vizsgálataikat a szigetiv szerkezetek hőmérsékleti gradienseinek mérhető változására alapozták. Megállapítást nyert, hogy a felszínen a szigetivek csapásával merőlegesen mérve három egymással párhuzamos - a szigetivek csapásával közel megegyezően futó zóna helyezkedik el; A, B illetve C zóna; az A zóna a felszíni hőáramlás alacsony értékeivel - $1 \mu\text{cal}/\text{cm}^2 \text{ sec}$ - jellemezhető, a B zónában egy rövid távolságon belül a hőáramlás értéke esik, majd a C zónában hirtelen megnövekedik $1,4-4 \mu\text{cal}/\text{cm}^2 \text{ sec}$ értékig. Amennyiben a felszíni hőáramlás az alatta fekvő

kéreg termális gradiensére vetne fényt, amely logikus, megkísérelhető az alacsony felszíni hőáramlás zónájának kapcsolatbahozása a nagynyomásu, alacsony hőmérsékletű metamorfózis zónájával és a nagy hőáramlás zónája az alacsony nyomásu, nagy hőmérsékletű övvel.

Egy roncsolódó tábla szegélyénél a viszonylag hideg litoszféra változó szöggel süllyed és bukik alá a felső köpenybe az óceáni árok vonalában. Az alábukó hideg litoszférát környezete viszonylag lassan fűti fel, és szeizmikus mérésekkel még 700 km-es mélységben is észlelhető tömegének hűtő hatása. A csuszási zóna mentén egy felemésztődő hőmennyiség mutatható ki. 25-30 km-es mélységig a hidrosztatikus nyomás alacsony és az alábukó litoszféra nagy víztartalmu üledékes kőzetekkel is rendelkezik. Ezért 25 km-es mélységig mindössze kis mennyiségű hőtermelődés várható. A "statikus kéreg" és esetleg a köpeny, mindössze a következő hőforrásokból táplálkozhat: a/ a környezet radioaktiv hője, b/ a területen horizontálisan terjedő hő, c/ az alábukó kéreg csuszási zónájának hőátadásából, mely a surlódás következtében keletkezhet.

A csuszási zónában nagyobb mélységben, a hőképződés fokozódik és a hő hőáramlások formájában terjed tovább. A csuszási zóna alatt fekvő hideg leszálló tábla a képződő hőnek kb. 50 %-át elnyeli, míg a felfelé áramló hő mennyisége nem több, mint $1 \text{ ucal/cm}^2 \text{ sec}$. Még nagyobb mélységben, kb. 100 km-nél, a csuszási zóna mentén már elég magas a hőmérséklet ahhoz, hogy helyi olvadás lépjen fel és szilikát magmák képződjenek. Ezeknek a magmáknak a felfelé áramlása okozza azután a felette fekvő terület kiemelkedő termális vezetőképességét.

A csuszási zóna medelljének magyarázatánál szükséges bizonyos mechanikai folyamatokat is mérlegelni, amelyek az alábukó és a mélyben pusztuló lithoszféra lemez viselkedését befolyásolják. Az a feltételezés, hogy az alábukó litoszféra tábla maradéktalanul magával sodorja az óceánfenék szedimentációs anyagát, valószerűtlen. Az üledékes anyagnak a sűrűsége sokkal kisebb, mint a köpeny felső részén elhelyezkedő ultrabázikus kőzetek sűrűsége: $\Delta p = 0,75 \text{ gr/cm}^3$. Az óceánfenék lemélyített mélyfurások adatai

alapján a még meg nem szilárdult óceáni üledékek vastagsága legalább 500 m. Ennek az anyagnak a meg gondolás alapján a mélytengeri árokban kell felhalmozódnia. Már a korábbi években kimutatták, hogy a csuszási zóna mozgásának évi értéke 10 cm.

Termális szempontból két változat vehető meg gondolás alá: 1. Fölékelődő modell (2. sz. ábra). Ennél a modellnél a még meg nem szilárdult üledék anyaga nem bukik alá a szilárd litoszférával párosuló anyagként, hanem az óceáni árokhoz közel elkülönül a litoszférától és mintegy az óceáni árok falát kibéelve előrelökődő lemezekként viselkedik. Az egymás felett így elnyiródással kialakuló hajlott lemezek izosztatikus süllyedése után e rétegeket a szigetiv frontjáról származó törmelék fedi el.

A fölélékelődő modellel szemben az ún. 2. aláékelődő modell (3. ábra) a következőkkel jellemezhető: itt feltételezzük, hogy az üledékes anyag valamilyen módon mégis beékelődik a csuszó litoszféra zónájába. Ezt a fenti modellek alapján történő friss anyaghozzáadódást feltétlen tényként kell elfogadnunk, mivel másképpen az alábukó lemez szegélyénél észlelt hirtelen kéregmegvastagodást nem lehetne megmagyarázni. Mindkét modell esetében így állandóan fokozódó gyarapodás áll fenn, mely miatt az óceáni árok lassan az óceán felé migrál s ezzel együtt migrál a szigetiv teljes termális szerkezete is, a kéregben választott fix ponthoz viszonyítva. Az aláékelődő modellnél az anyaghozzáadódás alulról, a fölélékelődő modellnél az anyaghozzáadódás felülről történik. A kéreg termális diffuzivitásának értéke(k), az anyaghozzáadódás határának, mint távolságnak az értéke, az adott távolságon a vertikális hőáramlásnak q_d , valamint a radioaktivitás nyomán itt keletkező hőnek, H értékének az ismeretében kvantitatív számítások eszközölhetők a szigetiv szerkezetek termális viszonyaira vonatkozóan. (A H értékét - idő és kőzetegységre - az anyaghozzáadódásnál valószínűleg igen nagy szerepet játszó olajpalák átlagos értékével vették azonosnak, a számításoknál figyelembe véve a $H = 0$ lehetőséget is). A felállított egyenletek alapján, mindkét, az aláékelődő és a fölélékelődő modell esetében, kiszámíthatók adott mélységben a csuszási zóna hőmérsékleti viszonyai, valamint a felszíni hőáramlás mér-

téke, ami azután a mérési adatokkal összeegyeztethető.

A fokozódó anyaghozzáadódás az A zónában nagymértékben lecsökkenti az izotermákat, s ez a depresszió elégséges ahhoz, hogy a geotermális gradienseket a nagynyomású, kishőmérsékletű glaukofánpala fáciesbe tolja el. Természetesen ezt a kvantitatív meghatározás céljából felállított alaptételt más tényezők is befolyásolhatják, amit a teóriát kidolgozó kutatók figyelembe is vettek. Ilyen tényezők lehetnek a jelenkori emelkedés, a hővezetőképesség laterális változása, stb.

A Miyashiro által közzéadott megfigyelés az egymás mellett előforduló páros metamorf övekről azt bizonyítja, hogy a hőmérsékletnek nagy horizontális változásával kell számolnunk a mélyben, ahol ezek a kőzettípusok kialakultak.

Nem mindenki ért egyet azzal, hogy a nagynyomású, alacsony hőmérsékletű képződményekhez szükséges nyomás a nagy mélységben való betemetődés eredménye; a kutatók egy része feltételezi, hogy az e területen kialakult superhidrosztatikus nyomás tektonikus hatások következménye. Azonban a kőzetek szilárdságára vonatkozó kísérletek alapján ez a feltevés erősen vitatható.

A B zóna a fentiekben tárgyalt A zóna és a nagy hőáramlással jellemezhető C zóna között helyezkedik el. A B zónában a kéreg hőmérsékletét nem csökkenti már a hideg anyaghozzáadódás és a kérgen belül kialakuló termális gradiens értékét nagyjából az alulról áramló hő és a radioaktív hő együttes mennyisége szabja meg.

A C zóna, vagyis a nagy hőáramlású felszín zónája, az aktív vulkáni öv területére esik. Ez a csuszási zóna legalsó részének felel meg, ahol nagyobb mélységben részleges megolvadás lép fel és a képződő magmák közvetítésével a hő vertikális áramlása ugrásszerűen megemelkedik. A keletkező magma tömegének elegendőnek kell lenni ahhoz, hogy azt a felszíni hőáramlási értéket adja, amely a felszínen észlelhető. Ez kb. $2,5 \text{ kcal/cm}^2 \text{ sec}$. Feltételezik, hogy a magma viszonylag gyorsan, nagyobb hővesztés nélkül halad át a kéreg alsó részén, majd a felső 10 km-ben egyenletesen oszlik el. Magmás intruziók fellépése, amennyiben a radioaktív felfűtés nagyobb mér-

tékü, kb. $H=5.1 \times 10^{-5}$ cal/g év, a B zónában is elképzelhető. Ezzel a folyamattal a geotermális gradiens olyan értékek felé tolódik el, mely megfelel a 10 km-nél kisebb mélység esetén a hozzávetőlegesen 500-600 C⁰-os hőmérsékletnek, azaz a kisnyomású, nagy hőmérsékletű andaluzit-szillimanit öveknek. A számítások arra utalnak, hogy a C zóna termális gradiensének ugrászerű emelkedéséhez a magmás hőáramlás mellett a B zóna radioaktiv hőtovábbítása is szerepet játszhat.

A számítások szerint kb. 20 millió év szükséges ahhoz, hogy a kérgen belül egy adott pontban a termális egyensúly helyreálljon, a hideg anyag hozzááramlásának befejeződésétől számítva.

Összefoglalva az eddigieket: a metamorfózis nagy nyomású, kis hőmérsékletű állapotra utaló területe az A zónában alakul ki. A nagy hőmérsékletet és kis nyomást képviselő, meredek termális gradiensű és nagy felszíni hőáramlással jellemezhető állapot a C zónában magmás intruziók nélkül nem alakulhat ki, de a B zónában is kialakulhat magmás tevékenység, amennyiben a radioaktiv felmelegedés elégséges ahhoz, hogy részleges megolvadást idézzen elő. A fentiekben korvonalazott modell azonban egy mozdulatlan rendszerre vonatkozik. Minthogy az óceáni árok az alábukó lemez szegélyénél lassan előre mozog a lemezben választott egyik fix ponthoz viszonyítva, úgy mozog a lemez szegélye előre és vele a rendszer termális szerkezete is. Ez azt jelenti, hogy ha a kéreg alsó részének kőzet anyaga az A zónában a glaukofán pala fáciesnek megfelelő állapotú metamorfózison ment is keresztül, a B, illetve a C zónába kerülve a rendszer lassu migrálásának következtében elveszíti korábbi állapotára vonatkozó sajátosságait és a B, illetve C zónának megfelelő rekrisztallizáción megy keresztül. Eszerint a felszínen észlelhető páros metamorf övek egymás mellett semmiképpen nem alakulhatnak ki. Megjelenésük tehát azt tükrözi, hogy ezeknek az öveknek az evolúciója egy ponton megakadt, majd az adott fáciesű kőzetek jellegzetes index ásványaikkal viszonylag rövid időn belül alacsony hőmérsékletű kis mélységbe emelkedtek, ahol a csökkent reakció sebesség miatt a rendszer mintegy megdermedt. Ez megfelel Hiyashiro megfigyelésének is, aki szerint a nagynyomású öv gyakran törés mentén érint-

kezik a nagyhőmérsékletű metamorfitok övével.

A kisnyomású nagyhőmérsékletű öv kialakulásához szükséges állapot létrejöttét tehát a fentiek alapján magmaáramlásokkal hozhatjuk kapcsolatba. Ebbe a típusba sorolható Japánban a yoke-Abukuma metamorf öv is és Miyashiro felhívja a figyelmet a gyakori magmás intruziókra, melyek az övben találhatóak. Az Abukuma övben a magmás kőzetek tömege mintegy 30-50 %-ra becsülhető; ez az öv a szigetiv szerkezetek C zónájának felelhet meg. Amennyiben ezek eredetét a köpenyből származtatjuk, a felfelé áramló hőmennyiséghez a kéreg alatti hő bizonyos mennyisége szintén hozzájárult a C zóna típusos metamorf kőzeteinek képződéséhez. Az intruzív kőzetek nagyobb része a C zónában gránitos összetételű tükröz. Ha ezek granodioritos-dioritos összetételűek, talán a csuszási zóna mentén történő részleges megolvadásból származtathatók. Amennyiben savanyú gránit jellegűek, valószínű a kéreg alsó részének részleges megolvadásával jöttek létre. A megolvadáshoz szükséges hőmennyiség itt egyrészt radioaktív hatásra, másrészt a köpenyből származó magmák felfűtő hatására vezethető vissza.

Visszatérve a páros metamorf övek kérdéséhez, ennek kutatói arra a megállapításra jutottak, hogy az ilyen típusú földtani képződmények csak olyan esetben fejlődnek ki, ahol az alábukó litoszféra csuszásának értéke viszonylag nagy, kb. 10 cm évente. Amennyiben a sebesség ezt az értéket nem éri el, az üledékfelhalmozódás túlságosan lassú ahhoz, hogy az alábukó lemez frontjánál olyan mértékben csökkentse a termális gradienst, hogy a glaukofán pala fáciesnek megfelelő állapot kialakuljon. A lassabb mozgás nyomán a magmaképződés is lecsökken tömegében, és így a típusos nagy hőmérsékletű kisnyomású öv sem fejlődhet ki teljesen. Amikor a csuszási zóna mozgása valamilyen oknál fogva lelassul vagy megakad, viszonylag gyors, 10 km-es nagyságrendű vertikális mozgások várhatók az A zóna külső szegélye mentén. Ezek a mozgások idézhetik elő a glaukofán pala fáciesű metamorfitok felszínre jutását.

Sok szigetiv egy régebbi szigetiv szerkezeten található, mint ma is aktív szerkezet. A szigetiv aktív, vulkánikus lánca mészkalkáli típusú és

bazalttól riolitig terjedő összetétellel jellemezhető (4. ábra). Tholeites összetételű, valamint alkálikus jellegű effuzivumok, kisebb tömegben, szintén megfigyelhetők. A vulkáni iverk a szigetivek konvex oldalán kialakult óceáni ároktól mintegy 150-200 km-re helyezkednek el. Az óceáni árkok mélysége többnyire meghaladja a 4000 m-t, maximális mélységük a 10 km-t. Az üledékek vastagsága általában 500, maximálisan 1500 m. Az árkokat kiemelkedő izosztatikus anomália kíséri. A Benioff zónaként ismert intenzív szeizmikus aktivitás zónája max. 1000 km hosszú, mélysége maximálisan 700 km. A szigetiv konkáv oldalán, a kontinens és a szigetiv között óceáni medencék helyezkednek el. E medencék szilárd aljzata vagy óceáni jellegű, vagy átmenetet képez a kontinentális kéreg felé. Az aktív szigetivek két óceáni kéreg, litoszféra lemez eltérő mozgásának mechanikájával a fentiek alapján, jól magyarázhatók. A szigetivekre jellemző pozitív anomáliát az ivszerkezet alatti nagyobb sűrűségű vulkáni kőzetek tömege idézi elő.

2. a. A jelenlegi szigetivek jellemző kőzettípusai: lávaeredetű kőzetek, piroklasztikumok, sztrato- és pajzsvulkános; kisebb mennyiségben pillow lávák és láva breccsiák. Megjegyzendő, hogy a meredek törésvonalak mentén a tenger alatti vulkáni kőzetek is felszínre kerülhetnek, ilyenkor a vulkáni öszletben közbetelepülő mészkő rétegek is észlelhetők. A K_2O tartalom az andezites öszlettelű vulkáni kőzeteknél - a leggyakoribb típusnál - a szigetiv konvex oldaláról a konkáv oldal felé növekedik. Általában átmenet észlelhető a kevésbé alkáli és Si-ban gazdagabb tholeites kőzetekből (konvex oldal) a nagy Al-tartalmu és a mészkáli bazaltokon át az alkáli olivin bazaltok vagy a shoshonites kőzetek felé (konkáv oldal).

b. A szigetivek metamorf kőzetei:

A szigetiv fokozódó evolúciója során (5. ábra) a bazaltok egy része besüllyed a köpenybe és eklogittá alakul, ennek részleges megolvadásával viszont andezit magma keletkezik.

A szigetivek evolúciója folyamán az idősebb, blokkokra töredezett vulkáni öszlet a zeolit fáciesig metamorfizálódhat: spilit, keratofir típusu kőzetek, metamorf hatásra, feltehetően mészkáli kőzetekből is képződhetnek. Ezek

a kőzetek későbbi tektonikai mozgások hatására azután felszínre kerülhetnek.

Amennyiben a jelenlegi szigetivek metamorf összeteteinek korát tekintjük, a legidősebb összetet késői paleozóos, korai mezozóos kialakulás, majd közvetlen szomszédságában egy késői mezozóos összetet is nyomom követnetet, pl. a Japán szigeteken. Mindkét pár magában foglalja a már említett külső övet a nagynyomásu, kis hőmérsékletű kőzetekkel, pl. a glaukofán pala és a belső övet andaluzit-szillimanit és disztén-szillimanit fáciesjelző index ásványokkal kisnyomásra és nagy hőmérsékletre valló kőzettípusokkal; Miyashiro feltételezi, hogy a területen előforduló zöldpala és amfibolit típusu kőzetek is a kisnyomásu, nagy hőmérsékletű metamorfózis eredményei.

c. Az óceáni kéreg jellemző kőzettípusai:

az óceáni kéreg három szeizmikus elkülöníthető rétegből áll. A legalsó réteg kb. 4,8 km vastag, szeizmikus sebessége 6,70 km/sec. Kőzetteni jellege ezidáig nem tisztázott teljesen megnyugtató módon; a szeizmikus sebesség alapján talán ultrabázikus összetételű, serpentesedett peridotit, vagy bazaltos összetételű kőzet: bazalt, gabbró, diabáz vagy metamorf kőzet: zöldpala, amfibolit, vagy eklogit vagy ezek együttese. Christensen 1970-ben ezzel a kérdéssel kapcsolatosan úgy nyilatkozott, hogy a kompresszionális hullámok sebessége és a legalsó réteg egyveretősége csakis a hornblende-plagioklász összetételű kőzetre lehet jellemző. Az ő felfogása szerint az óceáni kéreg legalsó rétege amfibolit-, esetleg gabbró is valószínűsíthető.

A középső, mintegy 1,7 km vastagságú középső réteg változó szeizmikus sebességű (kb. 5 km./sec.) átlagos értékkel, felülete karakterisztikusan változó. Bár az is elképzelhető, hogy konszolidált üledékes kőzetek alkotják, valószínűbb, hogy főleg tholeites bazaltból áll, amely kőzetanyag egyben az óceáni mágneses anomáliák forrása is lehet. Itt láva eredetű kőzetek, pillow lávák, spilitek, sekély mélységű intruziók is valószínűsíthetők.

A legfelső réteg vékony és változatos felépítésű, konszolidált vagy csak részben konszolidált üledékes kőzetekből áll; a szeizmikus sebesség kicsi, és e réteg vastagsága ritkán haladja meg az 500 m-t. Pelagikus, sok helyen metallikus üledékekből, valamint kovás üledékekből épül fel.

Az óceáni kéreg kőzetanyaga az óceánfenék kitágulásával kapcsolatos meredek törések mentén szintén felszínre juthat.

A szigetivek alatt és a szigetiveket övező kisebb óceáni medencék alatt a kéreg vagy kontinentális összetételű és a szigetiv kialakulása előtt a kontinens szegélyét alkothatta, vagy eredetileg óceáni kéreg jellegű, mely azután a szigetiv evolúciója folyamán lassan kontinentálissá válik.

Egy szigetiv kialakulására vonatkozóan a korszerű vizsgálatok azt tükrözik, hogy a litoszféra alábukása három fő epizóddhoz kötődik: mindhárom mozzanat tektonikai mozgás egymáshoz viszonyítva eltérő sebességű és eltérő a dilatáció iránya is.

Ami a szigetivek tektonikus helyzetét illeti, a szigetivek kontinens felé történő mozgása akkor léphet fel, ha a szigetiv fejlődésének valamelyik stádiumában az ősi Benioff zóna óceán felé dől, amely helyzet azután a szigetiv és a kontinensek közötti óceánfenék lassu fogyásához vezethet. A legtöbb szigetiven egy ilyen irányú Benioff zóna nem figyelhető meg, kivéve Hokkaido szigetét, amely a mezozoikum folyamán egy óceán felé dőlő Benioff zónával rendelkezett, amely azután Japán É-i részének a kontinens felé történő nyugatra mutató vándorlását idézte elő.

3. A litoszféra alábukkanásával kapcsolatos kőzetek kialakulása és fejlődése: A kb. 45° -os dőléssel alábukó, óceáni kéreg típusú litoszféra mentén kialakul az ún. Benioff zóna és felette az óceáni árok. Az óceáni árokban az igen gyors tektonikus üledékfelhalmozódás szigetelő és hűtő hatásával az izotermák depressziójához vezet, amellyel a termális egyensúly felbomlik. A nagy litosztatikus nyomás talán tektonikai nyomással is párosulva, ebben a zónában a glaukofán pala képződéséhez vezet (nagy nyomás, kis hőmérséklet).

A Benioff zóna mentén, 150-200 km-es mélységben a köpeny és valószínű a köpennyel együtt alábukó kéreg anyaga is részlegesen megolvad. Az így képződő magma az óceáni árok tengelyétől mintegy 150-200 km-es távolságra felszínre tör. A legkorábban felszínre törő magma tholeites összetételű, az ezt követők andezites jellegűek. Az így kialakult vulkáni szigetiv gyorsan bekövetkező eróziója folyamán nagy tömegű epiklasztikus és vul-

káni törmelék felhalmozódáshoz vezet, melyben gyakoriak a piroklasztikus betelepülések is. E vulkáni és üledékes összlet a környezet nagy hőmérsékleti gradiense következtében a zeolit fáciesig alakulhat át. További betemetődés már tekintélyesebb mélységben, az alacsony nyomású és nagy hőmérsékletű zónában a Ryoke-Abukuma övnek megfelelő nagyhőmérsékletű metamorf kőzeteket eredményezheti. A feltehetően anatektikus úton képződő plutonikus kőzetek intruzióként nyomulhatnak a vulkáni és szediment összletbe, nagy hőmérsékletet továbbítva környezetüknek, amely azután fokozódó erősségű metamorfózishoz és végül migmatitos gnejszek kialakulásához vezethet.

Ha a szigetiv alá bukó litoszféra mozgása valamilyen oknál fogva megáll, lecsökken a vulkanizmus aktív hatása is, az óceáni árok pedig pelagikus üledékekkel töltődik fel. Ezt követően a szigetiv kiemelkedik és a kiemelkedéssel kapcsolatosan a savanyú vagy intermedier összetételű plutonikus tömegek felszínre kerülnek, melyek lokálisan kvarcban gazdag üledékeket szolgáltatnak. További kiemelkedéssel a mélyebben fekvő kisnyomású, nagy hőmérsékletű metamorf kőzetek is felszínre juthatnak. A feltöltődött óceáni árok, amely egyébként pontosan tükrözi az egykori Benioff-zóna helyét, szintén kiemelkedhet és üledékes kőzetekből álló szigeteket alkotnak (pl. Barbados szigete). Fokozódó kiemelkedéssel felszínre kerülhetnek az óceáni kéreg darabjai is, az előzőekben említett alsó-, középső-, és felső réteg.

Egy nyugalmi periódus után a lithoszféra a korábbi szigetiv területén, nagytektonikai mozgások következtében újra alábukhat és új Benioff-zóna és ezzel együttesen az új tengeri árok az idősebb szigetiv helyzetét tekintve legvalószínűbben a konvex vagy óceáni oldalon alakul ki, minthogy a korábbi szigetiv alatt fekvő idős tábla szegélyének kérge viszonylag megvastagodott. A kialakult új Benioff-zóna dőlése azonos lehet a korábbival, de lehet ellenkező dőlésű is. A vulkáni iv az új tengeri ároktól mintegy 150-200 km-re, annak homorú oldalán fog kialakulni. Ha az új Benioff zóna a régi vulkáni ivnek a konkáv oldalán alakul ki és dőlése is megegyezik a régivel, akkor az idősebb tengeri árok üledékei fokozatosan az újonnan tengeri árokban halmozódnak át és így a régebbi szigetiv lepusztul.

Néhány tizmillió év alatt tehát ugyanazon a területen számos eltérő típusú kőzet is keletkezhet, melyek szerkezeti iránya is eltérő lehet.

Amennyiben feltételezzük, hogy a szigetivek plutonikus kőzetei a vulkáni iv és a tengeri árok üledékeinek anatektikus megolvadásából származnak, akkor az egymás után létrejövő plutonikus tömegek összetétele talán függvénye lehet, legalábbis részben, e képződmények kémiai összetételének.

Egymást követő szigetivek s az ezekkel párhuzamosan létrejövő tengeri árkok kialakulása egyazon területen a kiemelkedés, erózió és üledék-képződés ciklusos fejlődéséhez vezet, s az egymást követő ciklusok üledékes kőzetei növekvő kvarctartalommal jellemezhetők. Így az egymást követő ciklusok folyamán a több ciklusos szigetivek esetében megállapítható a SiO_2 fokozódó növekedése a magmás kőzetek esetében is. Ahol például a jelenlegi szigetiveken mezozoós vagy még régebbi vulkáni ivék is nyomozhatók, a Kainozoikumban képződött intruzív kőzetek savanyubb összetételűek mint olyan szigetiveken, ahol a Mezozoikum folyamán a szigetiv még nem alakult ki. Az idő függvényében a vulkáni kőzetek is az intermediertől a savanyu összetétel felé tolódnak el. Az egymást követő vulkáni ivék és tengeri árkoknak az idő függvényében történő egymásra épülése végül a kéreg megvastagodásához vezethet és olyan kőzettípusok, illetve rétegek alakulnak ki, melyek vastagsága, sűrűsége és összetétele már nem különbözik a kontinentális kéreg sajátosságaitól.

Ezeknek az alapvető jellemvonásoknak a megismerése, az ezekre vonatkozó adatok értékelése, az ezzel kapcsolatos tapasztalatok felhasználása olyan ősi szigetiv szerkezetek kimutatására alkalmas, amelyek jelenleg már kontinenseken kívül helyezkednek el. (Példaként erre Anglia kaledoniai orogénje (Lake District) hozható fel többek között.)

A nagy felszíni hőáramlás zónájában, a szigetivek vulkáni övezetében a magma és könnyenillókkal együttesen fémes elemek mobilizálódnak, melyek közül elsősorban a réz megjelenése jellemző. A szigetivek mögötti kontinensnek ugyanakkor F, W, Sn ásványok megjelenésével jellemezhetők, amint ezt a Csendes óceán szigeteivel és a Maláj Fél-sziget - Thaiföld vonalában észlelhető W, Sn előfordulások példája is tükrözi. A különféle kéregszerke-

zeti típusokra jellemző fémek törvényszerű megjelenésének kutatása már a geokémia tárgykörébe vezet.

A földtani régmúlt vulkáni ivatek felismerése tehát rézércvek felkutatása szempontjából jelentős lehet.

Az itt ismertetett modell, mely az elmúlt évek folyamán az Oxfordi Egyetem kutatógárdájának központi és a fentiekben ismertetett módon megoldott, problémája volt, az eltérő sebességgel mozgó litoszféra blokkok leg-egyszerűbb esetét példázza, azaz két óceáni kéreg eltérő sebességű mozgásának esetét. Lényegesen komplikáltabb a helyzet a kőzetgenetika szempontjából a kontinentális és óceáni kéreg közötti, valamint két kontinentális blokk közötti érintkezésnél. Még bonyolultabbá teszi a helyzetet egy olyan terület földtani problémáinak megoldása és evolúciójának levezetése, amely területen a földtani régmúlt folyamán többféle típusú litoszféra lemez ismétlődő, eltérő sebességű mozgásának következményeképpen eltérő jellegű kőzetcsoportok képződtek az idő függvényében.

A legújabb kutatásokon alapuló feltevések szerint hazánk litoszféra blokkja valószínű az Afrikai táblától elszakadva É-felé mozgott, majd az Alpi üledékgyűjtő - a Kárpátok vonalában, azok felgyűrődése után, varratszerűen kapcsolódott Európához. (K. J. Hsü 1971.)

Ennek, a még mai idő szerint teoretikus álláspontnak a bizonyításához azonban mind kőzettani, mind sztratigráfiai vonatkozásban további adatok volnának szükségesek.

A szigetivekre vonatkozó kutatási eredmények ismertetése után mint alapvető fontosságú feladatot kell hangsúlyozni a kőzettan, kőzetgenetika és sztratigráfia nélkülözhetetlen szerepét a tektonika területén.

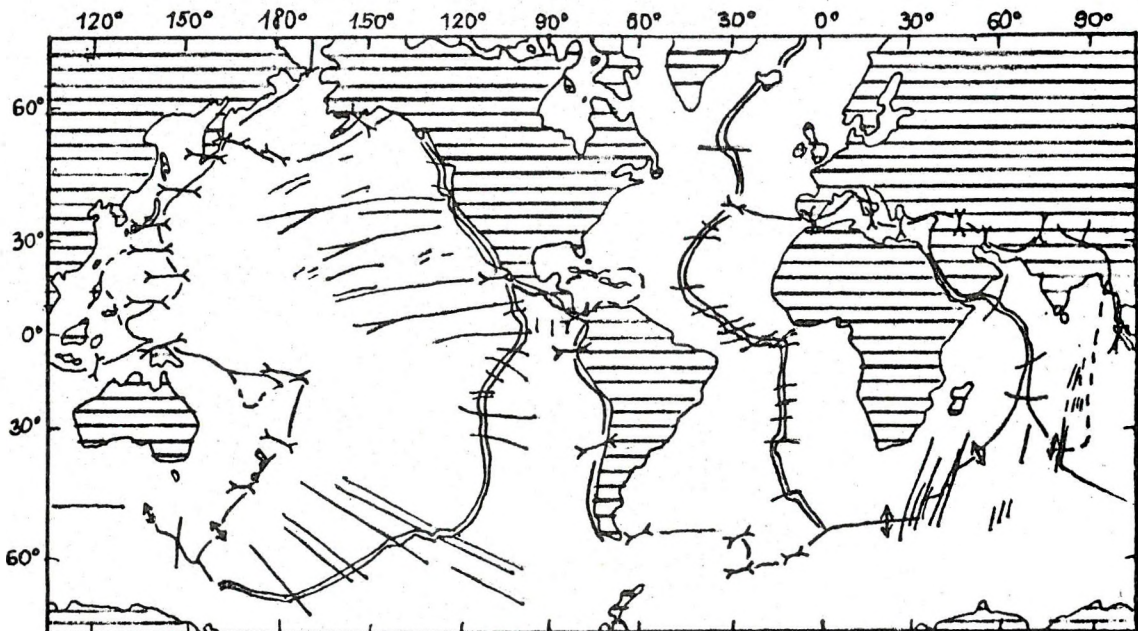
Szerző címe: Ravaszné, dr. Baranyai Livia geológus

MÁFI, Ásvány-Kőzettani Osztály

Bp. XIV., Népstadion ut 14.

HOZZÁSZÓLÁSOK

- Wein Gy. : A Kárpátmedencére is ráillik az előadásban ismertett kép, mivel itt is megvolt a szigetiv, előtte a "flis-tenger", végül a "Podoliai tömb".
- Jaskó T. : A szovjet geológusok eddig szkeptikusan fogadták a lemeztektonika elméletét. Ma a szigetivek és a mediterrán öv kialakulása között analógiát látnak.
- Szalai T. : A Kárpát medence egészének szerkezeti képe a paleozoikum előtt kialakult metamorf tömeg szerkezetét tükrözi.
Hozzászóltak még Géczy B. , Varga Gy. , Póka T. , Bendefy L. és Ravaszné, Baranyai L.

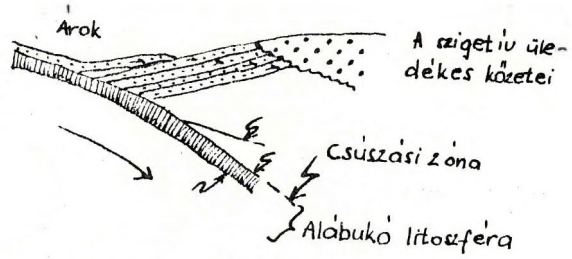


- ≡ Ismert értékkel szétnyíló blokk-határok
- Blokk-határok észlelt mozgásokkal
- - - Feltételezett blokk-határok
- ↔ Extenzio (10 cm/év)
- X Kompresszió

1. ábra

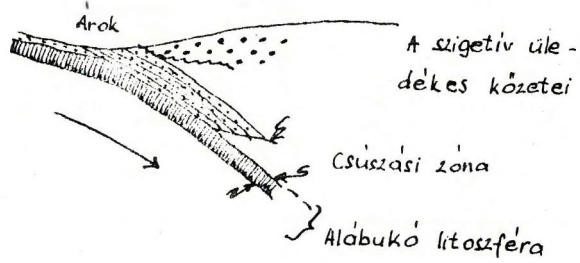
2. ábra

Főleekelőző modell



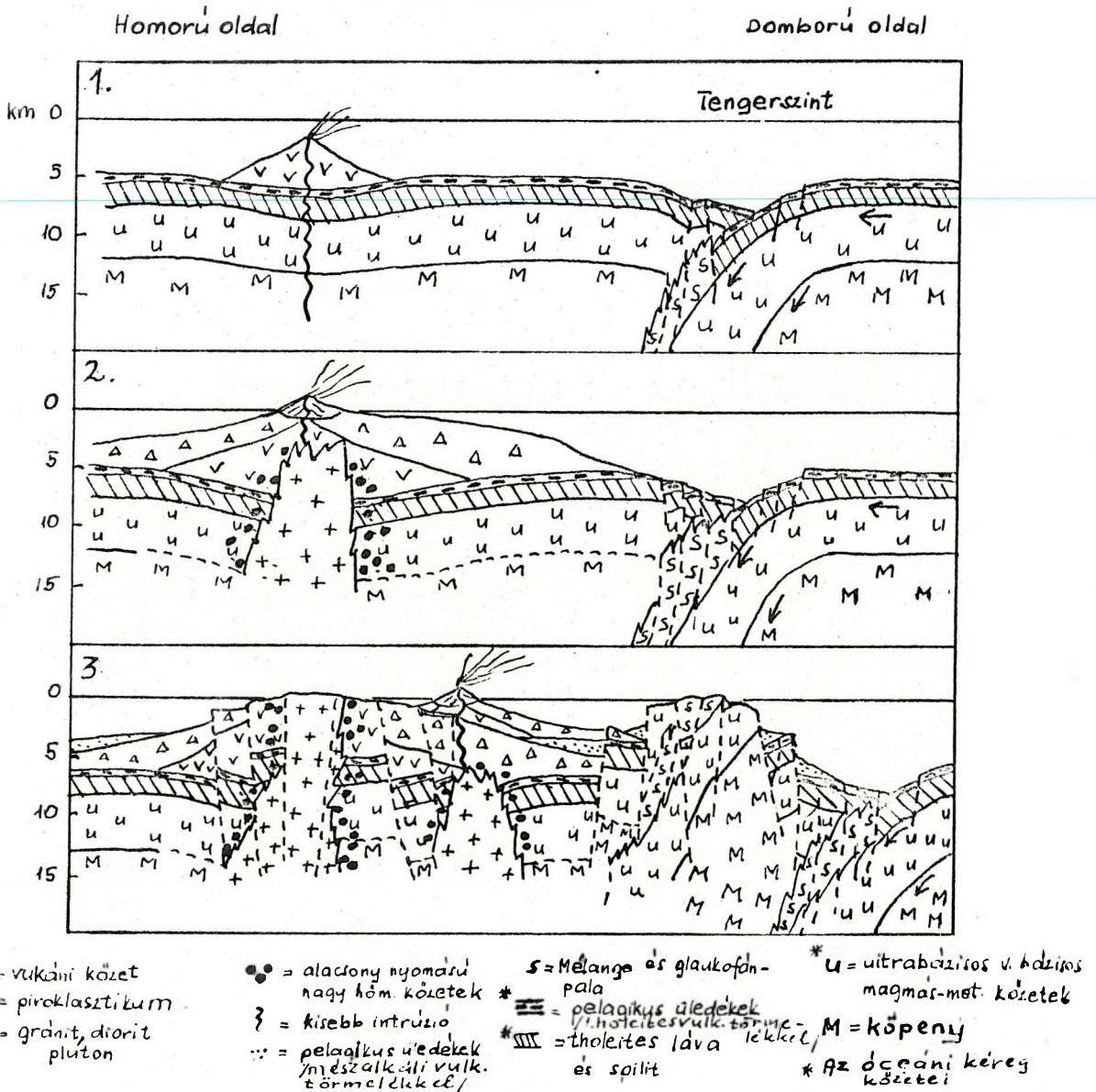
3. ábra

Alaékelődő modell

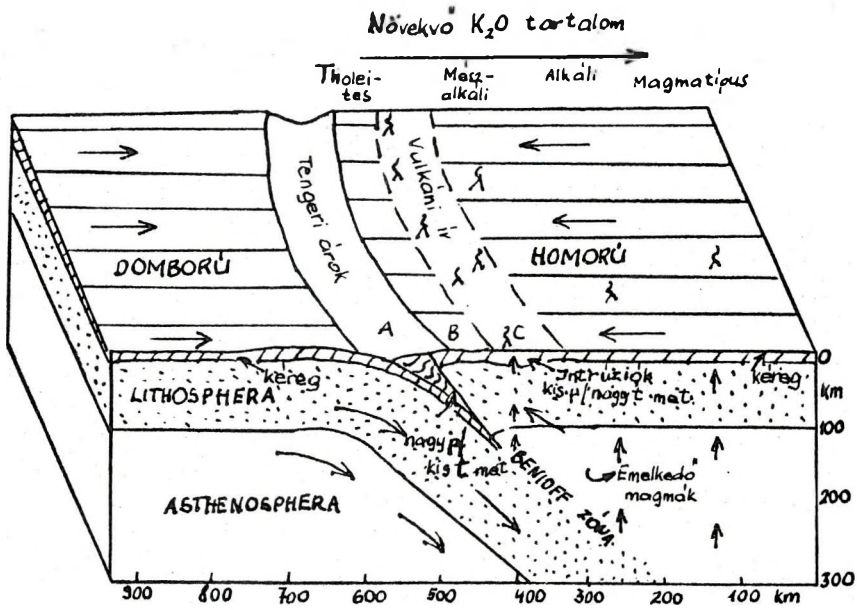


/Oxburgh és Turcotte/

Mitchell - Reading: a szigetivcek fejlődése



4. ábra



Mitchell-Reading: a szigetir szerkezet tömbszelvénye

5. ábra