

# Hazai bazaltos kőzeteink főalkotórészeinek statisztikai vizsgálata: Kísérlet a bazaltok tektonikai helyzetének meghatározására

*Dr. Embey—Isztin Antal*

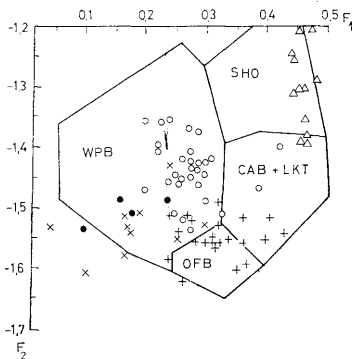
(7 ábrával, 3 táblázattal)

## Bevezetés

Mióta a földtudományok művelőinek körében a lemeztektonikai fejlődési modell általánosan elfogadott lett, petrológusok és geokémikusok komoly erőfeszítéseket tettek annak tisztázására, hogy vajon létezik-e korreláció, és ha igen, milyen mértékben, a magmás kőzetek kémiai jellegzetességei és a magmás tevékenységnek a litoszféra lemezeihez viszonyított helyzete között. Különösen, a leginkább elterjedt vulkáni kőzetekre, a bazaltokra nézve történtek ilyen irányú vizsgálatok, melyek közül kiemelendő PEARCE & CANN (1973), PEARCE (1976), valamint NISBET & PEARCE (1977) munkássága. E munkáknek közös érdeme, hogy az ismert tektonikai helyzetű recens bazaltos lávák kémiai tulajdonságain alapuló szétválasztásra módot nyújtanak, s ezzel egyben módszert is adnak kezünkbe, a régebbi geológiai korú bazaltos vulkanizmusok eredeti tektonikai környezetének meghatározására. A bazaltok szétválasztását PEARCE & CANN (1973) a nyomelem koncentrációk jellegzetességei alapján végezte el. Ezzel szembe PEARCE (1976) és NISBET & PEARCE (1977) főelemkoncentrációkat használt, azonban amíg az első teljes kőzetelemzések-ből indult ki, addig a második szerző klinopiroxén elemzéseket használt fel. A hazai bázisos magmatizmusok tektonikai helyzetének meghatározására jelenleg PEARCE (1976) módszere volt a legalkalmasabb, mivel a kőzetek főelemkoncentrációit ismerjük csupán megfelelő pontossággal.

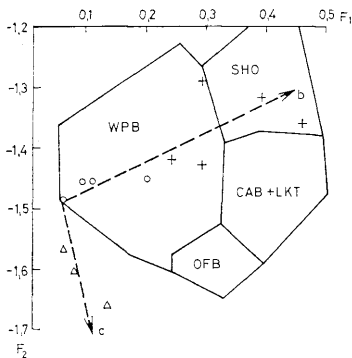
## A vizsgálati módszer rövid ismertetése

Az a módszer, amely a különböző tektonikai környezetű bazaltok szignifikáns kémiai összetételbeli különbségeit előttünk feltárja, lényegében egy matematikai statisztikai eljárás, amelyet diszkriminációs analízisnek neveznek. A diszkriminációs analízis elméleti alapjaira, magára a számítás menetére itt nem lenne célszerű kitérni, mindezek teljes irodalmi hivatkozással együtt megtalálhatók PEARCE (1976) munkájában. Mégis, hogy az eljárás lényegéről némi tájékoztatást kapjunk, a következőket kell előrebocsájtani. Célunk jelen esetben az, hogy a bazaltotelemzések nyolc főkomponenséből ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  és  $\text{K}_2\text{O}$ ) kiindulva, olyan paraméterekhez jussunk,



1. ábra. PEARCE (1976) féle diszkriminációs diagram ( $F_1$ - $F_2$ ). Körök: plio-plisztocén bazaltok, háromszögek: bazaltos andezitek, kereszték: diabázok, x: gabbrok, pontok: nátrongabbrok

Fig. 1. Discriminant diagram  $F_1$ - $F_2$  (PEARCE 1976). Open circles: young alkali basalts, triangles: basaltic andesites, crosses: diabases, x: gabbros, dots: soda gabbros from the Valley of the River Bódva



2. ábra. PEARCE (1976) féle diszkriminációs diagram ( $F_1$ - $F_2$ ) a Mecsek kőzetekre nézve. Körök: „igazi” bazaltok, háromszögek: kumulatív típusú kőzetek, kereszték: trachandezitek, b és c vonalak két egymáshoz képest komplementer differenciációs trendet jelölnek

Fig. 2. Discriminant diagram  $F_1$ - $F_2$  (PEARCE 1976) for the Mecsek volcanic rocks. Open circles: „true” basalts, triangles: cumulative rocks, crosses: trachyandesites. Lines b and c represent two complementary differentiation trends

amelyek egyaránt tartalmazzák mind a nyolc komponens nagyságából kapott információt és amelyek ingadozása a különböző tektonikai környezetű magmatípusok között jóval meghaladja az egyazon magmatípusban észlelhető szórást, azaz statisztikailag szignifikáns. A kőzetkémiai jellegek változásainak áb-

rázolása a petrológusok számára mindig komoly problémát okozott. A nehézség abban áll, hogy egy legkevesebb nyolcváltozós rendszert lehetetlen egy diagramban ábrázolni. Ehelyett, ezért, főleg az ún. HARKER-féle diagramok terjedtek el, mely az egyes oxidokat egy másik függvényében ábrázolták (pl.  $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O-Na}_2\text{O}$  stb.). Ilyeneket legutóbb hazai irodalmunkban ONYÓHA (1977) használt, a Darnó-vonal menti kőzetek tanulmányozására. Három komponens változásait háromszögdiagramban ábrázolhatjuk, de már négy komponens változásának rögzítése csak térben lehetséges, ennél több változó esetében már erre sincs mód. A fent említett diszkrimináns analízis eredményeként nyerhető diszkrimináns faktorok ( $F_1$ ,  $F_2$ ,  $F_3$ ,  $F_4$  stb.), jóllehet különböző mértékben, de az összes komponensből származó információt hordozzák. Tekintettel arra, hogy a recens és a jelenleg kiömlő bazaltok esetében történt számítások azt eredményezték, hogy az eredetileg nyolc komponensre eloszló információnak döntő többségét ( $\sim 90\%$ -át) hordozzák az  $F_1$ ,  $F_2$  és  $F_3$  diszkrimináns faktorok, minden további faktor elenyésző információ tartalma miatt elhanyagolható. Így a három faktort tengelyként használva, két diagramhoz jutunk ( $F_1-F_2$  és  $F_2-F_3$ ), melyek lényegében nyolc változó információját tartalmazzák és képesek a különböző magmatípusok eredményes szétválasztására (1., 2. és 6. ábrák).

### Bazaltos magmatípusok és tektonikai környezetük

Jelenlegi ismereteink szerint (PEARCE & CANN, 1973) hat, tektonikailag jól definiálható bázisos magmatípus létezik:

1. Óceánfenéki bazaltok (OFB), melyek egymástól távolodó lemezek szegélyein, vagy nagy óceánok belsejében, vagy pedig a szigetívek mögötti kis óceáni medencékben (szegélymedencék) képződnek.

2. Szigetív típusú tholeiitok (LKT), melyek az egymáshoz közeledő lemezszegélyek mentén, óceáni kérgen keresztül törnek fel, mélytengeri árkokhoz közel.

3. Mészalkáli bazaltok (CAB), melyek kontinentális, vagy óceáni kérgen keresztül törnek fel, egymáshoz közelítő lemezek határai mentén, de jóval a mélytengeri árkok mögött.

4. Shoshonitok (SHO), melyek egymáshoz közeledő lemezszegélyek környékén törnek fel, vagy érett ívekben igen távol a mélytengeri árkoktól, vagy pedig posztorogén viszonyok között, után a szubdukció befejeződött.

5. Óceán-szigeti bazaltok (OIB), melyek e szigeteken törnek fel és azokat alkotják, amelyek döntő többsége lemezen-belüli helyzetű, de ritkán hátságon elhelyezkedő sziget is lehet.

6. Kontinentális bazaltok (CON), melyek kontinentális kérgen keresztül törnek fel, főleg kontinentális rift-zónákban, lemezen belüli helyzetben.

Az ebben a dolgozatban is használt diszkriminációs diagramok segítségével e magmatípusok jól elkülöníthetők egymástól, kivéve azt, hogy az OIB és a CON-bazaltok nem különülnek el egymástól. Ezért e két magmatípus a diszkriminációs diagramokban egy közös mezőt, a lemezenbelüli bazaltok (WPB) mezőjét alkotják.

## A diszkriminációs analízishez felhasznált teljes kőzetelemzések kiválasztása

PEARCE (1976) kimutatta, hogy egy-egy ismeretlen magmatípus esetében már 10–20 jóminőségű teljes kémiai elemzés birtokában meghatározhatjuk diszkriminációs diagramjai segítségével a magmatípusok legvalószínűbb tektonikai típusát. A megfelelően jóminőségű elemzések kiválasztásánál a következőkre kell tekintettel lennünk:

1. Csak olyan analíziseket használhatunk fel, amelyekben a  $\text{CaO} + \text{MgO}$  összege 12–20% között van. A  $\text{CaO} + \text{MgO}$  összege ugyanis úgy fogható fel, mint egy frakcionációs index és az említett tartomány az irodalomban bazaltként számontartott kőzetek legnagyobb részét magában foglalja.

2. Az elemzéseknek az összes főelemet (beleértve a  $\text{H}_2\text{O-t}$  is) tartalmazniuk kell. Az oxidok összege 99 és 101 közé kell essék, 100-ra átszámított elemzések használata kerülendő.

3. Csakis ép kőzetminták elemzéseit használhatjuk fel, ezért mállottként leírt mintát, vagy ahol a  $\text{FeO}$  és a  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  aránya  $< 0,5$ , számításán kívül kell hagyni.

A felsorolt szempontok figyelembevételével négy fajta bázisos magmatípusból (plio-pleisztocén bazaltok, mecseki alsókréta bazaltok, Ny-bükki diabázok és bazaltos andezitek) összesen 90 darab kőzetelemzést választottam ki (az elemzések származását feltüntető irodalmi hivatkozások az I. táblázatban találhatók). Az  $F_1$ ,  $F_2$ ,  $F_3$  diszkriminációs faktorokat egy HEWLETT PACKARD-típusú mini-computer segítségével számoltam ki és az 1., 2., 6. számú ábrákon látható diszkriminációs diagramokban ábrázoltam. (A program elkészítéséért MOLNÁR Andrásnak – ALÜTERV – ezúttal is köszönetet mondok.) Ugyanakkor kiszámoltam az egyes magmatípusok átlagos összetételét és a standard-eltéréseket is (II. táblázat), valamint az átlagos összetételek alapján az egyes magmatípusok CIPW normáit is (III. táblázat). Mivel a normatív ásványos összetétel a vas oxidációs állapotától is jelentősen függ, a  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+} = 0,15$ -ös, elméleti okokból javasolt értéket vettem figyelembe az összes magmatípusnál.

A diszkriminációs diagramokban felhasznált teljes kémiai elemzések eredete  
Sources of major element analyses used in the discriminant diagrams

I. táblázat – Table I.

Lelőhely	Elemzések száma	Irodalmi hivatkozás
Mecsek	8	MAURITZ (1913)
	2	TARÁCS (1933)
	2	SZEKY-FUX (1952)
Balaton-felvidék és Cserhát	2	POJJÁK (1944)
	4	REICHERT (1925)
	2	EMBEY-ISZTIN (1977a)
	2	VITALIS (1911)
	12	MAURITZ & HARWOOD (1936, 1937, 1938)
Bükk	8	MAURITZ et al. (1948)
	25	SZENTPÉTERY (1953)
Bódvavölgy	7	EMBEY-ISZTIN (nem közölt)
Mátra	4	PANTÓ & FÖLDVÁR-VÖGL (1950)
Zemplén	4	KUBOVICS (1970)
Borzsony	2	SZEKY-FUX (1970)
	4	PANTÓ (1970)
Pilis	2	KORPÁS et al. (1967)

## Az eredmények értékelése

### A) Felső pliocén-pleisztocén bazaltvulkanizmus

Az 1. ábrából világosan kitűnik, hogy e magmatípus kőzetei erős WPB (lemezen-belüli) affinitást mutatnak. Ez a tény már akkor is megsejthető, ha csak az átlagos összetételt vesszük szemügyre (II. táblázat). Itt rögtön szembeötlik e kőzetek alacsony  $\text{SiO}_2$  és magas  $\text{TiO}_2$  tartalma, ami a lemezen-belüli bazaltok egyik legjellegzetesebb kémiai tulajdonsága. Tekintettel arra, hogy e bazaltokból sok, jöminőségű elemzés állt rendelkezésre, a számításban felhasznált analíziseket úgy válogattam össze, hogy lehetőleg minél több vulkán képviselve legyen. Annál feltűnőbb a minták nagyfokú kémiai homogenitása, melyre az alacsony standard eltérésekből következtethetünk. Az átlagösszetételből számított normák ol-ne típusú bazaltokra jellemzőek és mivel a ne > 5%, bazanitós összetételről beszélhetünk, a RINGWOOD által javasolt nevezéktan értelmében. Korábban szó volt arról, hogy a lemezen-belüli kategóriába sorolt kontinentális és óceáni szigeti bazaltok kémiai főalkotórészeik alapján nem voltak elkülöníthetők egymástól. Ez minden valószínűség szerint arra utal, hogy a kéreg természete (gránitos jellegű kontinentális, vagy bazaltos óceáni) nincs befolyással a kőzetek kémiai fejlődésére, más szóval, ez azt jelenti, hogy kémiai kölcsönhatás mellékkőzetekkel vagy egyéb, kéregben történt módosulás eshetősége lényegében kizárható.

E bazaltok kémiai jellege alapján véve csak két tényezőtől függ, egyrészt a felsőkőpenyben történt parciális olvadás mértékétől, mely a maga részéről, az olvadás helyén uralkodó fiziko-kémiai paraméterek függvénye ( $P$ ,  $T$ ,  $P_{\text{H}_2\text{O}}$ ,  $P_{\text{CO}_2}$ ), másrészt az esetleges frakcionált kristályosodástól. Valóban, ha a hazai fiatal bazaltok kémiai jellegeit közelebből tanulmányozzuk, akkor arra a következtetésre juthatunk, hogy egy részük primér olvadékok („primary melt”) képvisel. azaz olyan kőpenyből származó magmát, amelyet kristály frakcionáció, vagy más folyamat nem módosított, másrésztük viszont olivin és esetleg piroxén frakcionáció által módosított összetételű olvadéknak felel meg.

Az egyes bazaltok azonosítása eredeti olvadékokkal vagy kristály frakcionáció által módosított magmákkal, lényegében három kritérium figyelembevételével történhet. Először is, ha egy bazaltban spinell lherzolit zárványok találhatóak, ez annak bizonyítéka, hogy a magma > 30 km mélységből tört fel, mégpedig úgy, hogy közben összetételét sem kristályfrakcionáció, sem pedig mellékkőzet reakciók nem változtatták meg. Hazánkban eddig a Sendoróhegy, Eresztvény, Magyarbánya és Sitke bazaltjaiból és több bazalttuffból sikerült ilyen zárványok jelenlétét kimutatni (a részletekre nézve lásd: EMBEY—ISZTIN 1976 A, 1976 B, 1977 A, 1977 B, 1978 munkáit), ezért ezek „primary” bazaltoknak tekinthetők az első kritérium alapján.

Másodszor, a kőpenyeredetű kőzetek (bazaltok és kimberlitik lherzolitzárványai, magas P-T-vel jellemzett diapiros peridotit intrúziók, modern óceánközépi hátságokon és régi ofiolitos összletekben található periodotitok) vizsgálata azt mutatja, hogy a könnyen olvadó komponensekben legkevésbé kimerült, vagyis a legkevésbé „refractory” kőpenyösszetételnek  $100 \text{ Mg/Mg} + \text{Fe}^{2+}$  (Mg-értéke) = 88–89. Amennyiben egy ilyen kőpenyanyag parciálisan megolvad (pár százaléktól egészen 30%-ig) a bazaltos olvadék Mg-értéke 68–75 között kell legyen, amennyiben ROEDER & EMSLIE (1970) kísérletileg kapott  $K_{\text{D}_{\text{ol/olv}}}^{\text{Fe/Mg}} = 0,3$  (Fe-Mg megoszlási koefficiens az olivin és az olvadék

között) értékével számolunk. Ezt figyelembe véve, a Badacsony 67–70, a Ság-hegy 68–71, a Nagyláz 70, Sarvally 68 és a Pécskő 71-es Mg-értékével, eredeti parciális olvadáknak tekinthető. A Pálhegy bazaltja (Pauliberg, Burgenland) igen magas MgO (~12%) és NiO (~300 ppm) (MAURITZ et al. 1948, SCHARBERT szóbeli közl.) tartalma alapján a rendkívül „primitív” bazaltok közé sorolandó. Ezzel szemben, a Tátika bazaltja (Mg-érték = 51–67), a Haláp (64–65), a Kabhegy (63–68), valamint néhány nógrádi bazalt, olivin-frakcionáció által módosított olvadékot képviselnek. A frakcionáció mélysége nem határozható meg, ez egyaránt történhetett valahol a felsőköpenyben, vagy az alsókéregben.

A harmadik kritérium, amellyel különbséget tehetünk eredeti és módosult olvadékok között, az ún. kompetibilis nyomelemek (pl. Sc, Cr, Co és Ni) koncentrációból adódik. Ugyanis ezeknek az elemeknek egységet meghaladó kristály/olvadék megoszlási koefficiensei vannak, legalább a főbb köpeny ásványfázisok egyikére nézve, ezért koncentrációjuk a magmában rendkívül érzékenyen reagál a mafikus ásványok frakcionált elkülönülésére. Ebből következik, hogy azokban a kőzetekben, amelyekben az említett elemek koncentrációja a legnagyobbak, kristályfrakcionáció csak nagyon kis mértékben, vagy egyáltalán nem okozhatott változásokat. Idáig főleg a Ni-tartalmat használták fel olyan bazaltok azonosítására, amelyek csak igen kis mértékű olivinfrakcionációt szenvedhettek (pl. GAST, 1968; KAY et al., 1970; ALLEGRE et al., 1977; FREY et al., 1978). Hazai bazaltokra MAURITZ et al. (1948) közölték NiO koncentrációkat, melyek nem minden esetben korrelálnak az Mg-értékkel. Amíg a pálhegyi bazalt Mg-értéke és NiO-tartalma (300 ppm) egyaránt magas és az alacsony Mg-értékű tátikai bazalt NiO-tartalma (0–100 ppm) szintén alacsony, addig a halápi bazalt, bár alacsonyabb Mg-értékű, mégis 300 ppm NiO-t tartalmaz. A kabhegyi bazalt NiO-tartalma közepes (200 ppm). Összefoglalva azt mondhatjuk, hogy a diszkriminációs analízis eredménye azt mutatja, hogy a hazai fiatal bazaltok lemezen-belüli típusúak, amelyek olyan kontinentális kérgen keresztül törtek fel, melynek vastagsága, felépítése, az azóta eltelt idő rövidege miatt, nem sokban különbözhetett a jelenlegi kéregtől. A feltörés mechanizmusát és tektonikai következtetéseket az utolsó fejezet tárgyalja részletesebben. A bazaltmagmát a kontinentális kéreg nem módosítja észlelhető módon mellékkőzet-reakciók révén. A lávakőzetek egyrésze elsődleges köpeny olvadékot képvisel, másrészük olivin, esetleg piroxénfrakcionáció által módosult magmáknak felel meg.

### B) Mecseki alsókréta bazaltok

Sajnos, ezekből a kőzetekből jóval kevesebb kémiai elemzést találunk az irodalomban, és ezek közül is mindössze négy elemzés MgO + CaO-tartalma esik 12–20% közé. Ezért ennél nagyobb és kisebb MgO + CaO tartalmú kőzetek faktorait is felvittem a 2. ábrára, ezeket azonban, a jobb megkülönböztetés céljából más jelekkel láttam el. Figyelemre méltó, hogy mind a négy „igazi” bazalt a WPB-mezőbe esik, azaz, szintén lemezen-belüli affinitást mutatnak. Úgyszintén ide esik a trachandezites differenciátumok egy része is, de ezek másik része már shoshonit mezőbe kerül. Ismeretes, hogy a mecseki vulkanizmusnak egészen leukokrata jellegű differenciátumai is vannak, és ezek nem mások, mint a MAURITZ által leírt fonolitok (lásd még SZÉKYNÉ-FÜX, 1952). Az SHO-mező trachandezitjei átmenetet képviselnek a fonolitok felé. Ezzel

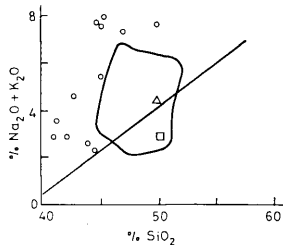
szemben, a háromszögekkel jelölt kőzetek, melyek  $MgO + CaO$  tartalma  $> 20\%$  és ezért, valamint MAURITZ (1913) ásványtani leírásai alapján kumulatív kőzeteknek tekintendők, az  $F_1$ -értékükhöz képest nagyon alacsony  $F_2$ -értékeik miatt, az összes mezőn kívül esnek, bár a WPB-mezőhöz való közelségüket nem tarthatjuk véletlennek.

Amennyiben a 2. ábrán felvitt összes kőzet elhelyezkedését vesszük szemügyre, feltűnik, hogy e kőzetek nagyjából két egyenes mentén (b és c) helyezkednek el, az egyik egyre növekvő  $F_1$  és  $F_2$ -vel jellemezhető (b), a másik enyhén növekvő  $F_1$  és erősebben csökkenő  $F_2$  tendenciát mutat (c). Az első vonal a trachibazalt  $\rightarrow$  trachandezit differenciációs trendet képviseli, mely az erősen telítetlen fonolitokhoz vezet, a második, egy az előzőhöz képest komplementer folyamatot rögzít, mely lényegében olivin és klinopiroxén akkumuláció következménye. Mindezeket a tényeket figyelembe véve állíthatjuk, hogy a „valódi” bazaltanalízisek kis száma ellenére, az igen változatos mecseki alsókréta vulkáni kőzetek eredeti, ún. „parental” magmája nagy valószínűséggel lemezen-belüli affinitású lehetett.

Hogy a különböző kémizmusú mecseki magmatitok elhelyezkedése az  $F_1$ – $F_2$  diagramban valóban a fent említett komplementer differenciációs folyamatok eredményeként értékelhető, az a PEARCE által megadott ún. „scaled eigenvector” értékekből is következik. Ezek az értékek azt mutatják meg, hogy az egyes oxidok mekkora hányadot képviselnek az egyes faktorok által kifejezett teljes diszkriminációs képességből. Így pl. az  $F_2$ -re nézve az  $MgO$  ( $-0,74$ ) és a  $K_2O$  ( $+0,70$ ) koncentrációinak hatása a legjelentősebb, ezért a nagy magnézium és kis kálium tartalmú kumulatív kőzetek nagyon alacsony, a kis magnézium és nagy kálium tartalmú trachandezites differenciátumok pedig magas  $F_2$ -értékeket eredményeznek.

Az analízisek számított középértékei (II. táblázat) némi tájékoztatást adnak arra nézve, hogy milyen lehetett a primitív magma összetétele. A standard eltérések magasak, ami annak következménye, hogy eleve nagyobb összetételi szórású elemzéseket vettem figyelembe. Az „átlag” összetétel egy nagyon alacsony  $SiO_2$  és magas  $TiO_2$  tartalmú alkáli bazaltra emlékeztet és a számított normatív összetétel (tipikus ol-ne társulás, III. táblázat) alapján a primitív magma bazanitos összetételű lehetett. A mecseki alsókréta magmatitok WPB-affinitására és bazanitos jellegére, szerencsére, más bizonyítékok is utalnak. E bizonyítékok elsősorban a differenciáció trendjével kapcsolatosak, ugyanis BOWEN (1926) klasszikus munkája óta tudjuk azt, hogy egy bazaltos szülőmagma („parental magma”) alkáli vagy tholeiites affinitása eleve meghatározza az esetleges savanyú differenciátumok kvarcban telítetlen, avagy túltelített jellegét. Ha a mecseki alkálilibaltokat és trachandeziteket MACDONALD és KATSURA diagramjában ábrázoljuk (3. ábra), akkor láthatjuk, hogy e kőzetek az alkáli-tholeiites elválasztó vonaltól messze balra, tehát az alkáli mezőbe esnek. Figyelemre méltó az is, hogy az elemzések közül egy sem esik az ábrán bekeretezett területre (Közép Atlanti Hátság északi szélesség  $45^\circ$ -ról származó bazaltanalízisek mezeje), melynek jelentőségére a tektonikai következtetéseknél derül majd fény.

A mecseki primitívebb bazaltok alkáli jellegének megfelelően és BOWEN megállapításaival összhangban, a leukokrata differenciátumok, melyeket a fonolitok képviselnek, erősen telítetlenek. A differenciációs trendje az Alk-Fe-Mg háromszögben a hawai-i alkáli trenddel egyezik meg (4. ábra). A Na-K-Ca háromszögben (5. ábra) az intermedier és savanyúbb tagok esetében a Na



3. ábra. MACDONALD & KATSURA (1964) féle alkália-szilícium diagram. Körök: mecseki bazaltos és trachyandesitizált kőzetek. Az alkáli tholeiites határvonalon MACDONALD és KATSURA (1964) nyomán. Bekerített terület a Középatlanti Hátság É 45°-ról származó modern bazaltok szórása AUMENTO & LONGAREVIC (1969), AUMENTO (1968) nyomán. Háromszög: átlag szpilit POLDERVAART (1955), négyzet: átlag óceáni tholeiit ENGEL et al. (1965) után

Függ. 3. Alkali-silica diagram for the Mecsek basaltic and trachyandesitic rocks (open circles). Alkali-tholeiitic division line after MACDONALD & KATSURA (1964), encircled area is the field of analyses from mid-Atlantic Ridge at 45° N after AUMENTO & LONGAREVIC (1969), AUMENTO (1968). Triangle is average spilitite from POLDERVAART (1955), square: average oceanic tholeiite after ENGEL et al. (1965)

A főelemkoncentrációk közlértékei és standard eltérései

Means and standard deviations of major element oxides

II. táblázat — Table II.

	No = 30 Pliocén- pleisztocén bazaltok	No = 12 Alsókréta bazaltok	No = 22 Diabázok	No = 10 Gabbrók	No = 12 Bazaltos andezitek	No = 4 Nátron- gabbrók
SiO <sub>2</sub>	47,19	44,83	48,64	44,76	53,92	48,88
TiO <sub>2</sub>	2,04	2,91	1,86	3,73	1,02	3,55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,69	15,11	15,47	15,81	18,03	14,94
FeO	9,60	10,31	11,62	14,53	7,18	10,76
MgO	7,45	6,36	5,96	6,06	5,31	3,52
CaO	9,24	8,38	9,11	9,46	8,47	7,98
Na <sub>2</sub> O	3,76	4,21	3,74	2,52	2,73	5,69
K <sub>2</sub> O	1,92	1,16	0,21	0,16	2,07	0,96
Standard eltérések						
SiO <sub>2</sub>	1,71	2,84	1,94	1,88	1,98	1,16
TiO <sub>2</sub>	0,47	1,15	0,55	1,10	0,22	0,49
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,40	2,47	1,85	1,95	1,66	0,90
FeO	1,08	2,13	2,65	2,15	0,92	0,73
MgO	1,11	3,97	0,79	1,17	1,09	1,21
CaO	0,75	2,68	1,22	1,52	0,92	1,36
Na <sub>2</sub> O	0,69	3,21	0,70	0,68	0,45	0,81
K <sub>2</sub> O	0,53	0,50	0,16	0,15	0,67	0,52

A magmatípusos, CIPW normái a II. táblázatban megadott átlagértékekből számolva\*

\* CIPW norms of the magma-types calculated\* on the basis of average concentration values given in Table II.

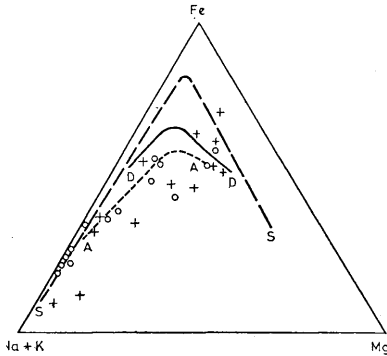
III. táblázat — Table III.

	Pliocén- pleisztocén bazaltok	Alsókréta bazaltok	Diabázok	Gabbrók	Bazaltos andezitek	Nátron- gabbrók
Q	—	—	—	—	6,26	—
or	10,04	6,23	1,03	1,04	12,76	5,47
ab	14,65	19,58	29,03	20,07	24,05	32,44
an	18,31	17,66	23,10	29,08	29,28	12,02
ne	7,68	7,42	—	—	—	8,09
di	{ Fe	3,33	3,57	3,65	2,95	3,16
	{ Mg	5,79	4,87	3,89	3,00	2,93
	{ Ca	9,63	8,78	7,72	6,07	6,17
hy	{ Fe	—	—	2,31	5,05	5,91
	{ Mg	—	—	2,41	4,78	5,65
	{ Ca	—	—	10,90	9,70	—
ol	{ Fe	9,92	11,03	10,39	8,80	—
	{ Mg	15,35	13,79	10,39	8,80	—
mt	{ Fe	1,68	1,94	2,35	2,81	1,48
	{ Mg	3,42	5,10	3,12	6,66	2,37

\* Fe<sup>3+</sup>/Fe<sup>2+</sup> = 0,15 elméleti érték feltételezésével

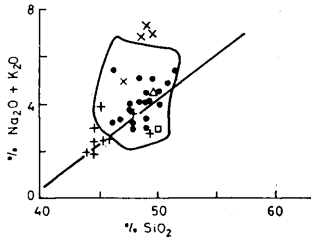
\* Fe<sup>3+</sup>/Fe<sup>2+</sup> = 0.15 theoretical value was used in every calculation





4. ábra. Alk-Fe-Mg diagram. Körök: a mecseki bazaltos → trachandezites → fonolitos differenciációs trend. Keresztek: a Bükk diabázai és savanyú differenciátumai. Differenciációs trendek: S-S = Skaergaard intruzió WAGER & MITCHELL; D-D = diabáz → granofir, Dillsburg, Pennsylvania HOTZ (1953); A-A = Hawaii alkáli bazalt → trachit társulás NÖCKOLDS & ALLEN (1954) után

Fig. 4. Alk-Fe-Mg diagram. Open circles: alkaline basaltic → trachyandesitic → phonolitic rock series of the Mecsek Mts. Crosses: diabases and acid differentiates of the Bükk Mts. S-S: differentiation trend in the Skaergaard intrusion after WAGER & MITCHELL (1951), D-D: diabase → granophyre series, Dillsburg, Pennsylvania after HOTZ (1953), A-A: Hawaiian alkaline basalt → trachyte series after NÖCKOLDS & ALLEN (1954)



5. ábra. Na-K-Ca diagram. Jelek ugyanazok mint a 4. ábrában

Fig. 5. Na-K-Ca diagram. Symbols are the same as in Fig. 4.

irányában eltolódás figyelhető meg a hawaii-trendhez képest. Ez a körülmény utólagos nátrium szaporulatra utal, amely valószínűleg zeolitósodás következménye. MAURITZ (1913) szerint ugyanis az intermedier és a savanyú differenciátumok sok Na-zeolitot (nátrolit és analcim) tartalmaznak.

A 100 Mg/Mg + Fe<sup>2</sup> (Mg-érték) a mecseki bázisos kőzeteknél általában túl alacsony, következtetésképpen olivin és esetleg piroxén frakcionáció jelentős lehetett még a „primitive” jellegű bazaltok esetében is. Peridotitzárványokat e kőzetekből nem ismerünk és a kristályosodó magma oxigén fugacitása valószínűleg magas lehetett, amely a vasoxidok korai kiválásához vezetett.

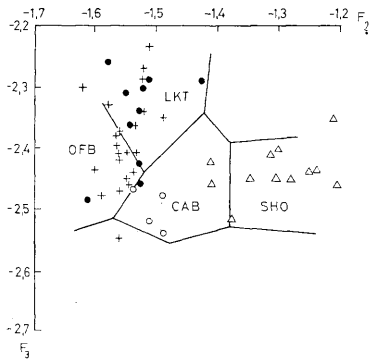
Összefoglalva a tényeket, azt mondhatjuk, hogy a diszkriminációs analízis eredménye, valamint a differenciáció trendjének vizsgálata arra mutat, hogy a mecseki alsókréta magmatizmus alkáli bazaltos jellegű, melynek lemezenbelüli (WPB) affinitásához nem sok kétség férhet. A plio-pleisztocén bazaltokkal szemben, az alsókréta bazaltok erősen differenciálódtak.

*C) A Bükk hegység nyugati felének diabáz-gabbró-ércperidotit társulása*

A diabázok diszkriminációs analízisének eredménye (1. és 6. ábra) bizonyos szórás ellenére, határozottan óceánfenéki (OFB) affinitást mutat. A gabbrók vizont, az 1. ábrán lemezenbelüli bazaltok, a 6. ábra diagramjában pedig szigetív típusú tholeiitnek lennének minősíthetők. Ez az ellentmondás világosan mutatja, hogy a diszkriminációs diagramok nem használhatók mélységi bázisos kőzetek esetében. A nyolc oxid középértékei és standard eltérései a 2. táblázatban tanulmányozhatók. A legfeltűnőbb bélyeg az igen alacsony káliumtartalom, amely az óceánfenéki bazaltoknak egyik legjellegzetesebb kémiai tulajdonsága. Tekintettel arra, hogy a káliumnak van a legnagyobb pozitív előjelű „scaled” eigenvektor-értéke (+0,70) az  $F_2$ -re nézve, az igen alacsony káliumtartalom eredményeképpen az óceánfenéki bazaltok az  $F_1$ – $F_2$  diagram legalsó részében helyezkednek el. Más kémiai elemek esetében azonban, az átlagos óceánfenéki bazaltok és a bükki diabázok között bizonyos eltérések is tapasztalhatók. Így elsősorban a diabázok viszonylag nem túl magas MgO és CaO-tartalma szemben áll az óceánfenéki bazaltok nagy MgO és CaO koncentrációival. Másrészt, a diabázok összes tartalma magasabb, mint az átlagos óceánfenéki bazaltoké. Ezért úgy vélem, hogy a diabázok OFB-típusú szülő („parental”) magmája olivin és piroxénfrakcionációt szenvedhetett. A diabázok alacsony Mg-értékei (52–61) valóban erre utalnak. Az elkülönített olivin és piroxénkristályok a magmás testekben lesüllyedve kisebb peridotit tömeget hoztak létre. Ezzel a magyarázattal összhangban áll az, hogy NOSKE – FAZEKAS & EMBEY-ISZTIN (1978) a Szarvaskő mellett legjelentősebb peridotit tömegben kumulatív szövet jelenlétét rögzítették.

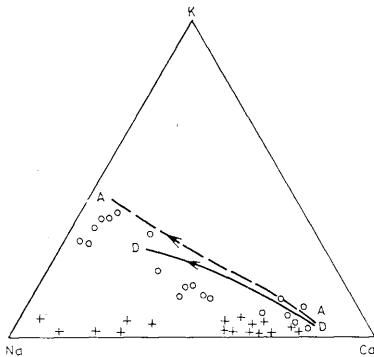
A kiszámított CIPW normák (II. táblázat) azt jelzik, hogy  $hy$ -ol kőzetösszetétellel van dolgunk, melyet RINGWOOD nevezéktana értelmében olivin tholeiitnek kell tekintenünk. MACDONALD és KATSURA diagramjában (7. ábra) a hawaii alkáli-tholeiites választó vonal mindkét oldalára esnek, és figyelemre méltó, hogy majdnem mindegyik elemzés a Közép Atlanti Hátságról származó modern bazaltok által határolt területen belül helyezkedik el (vesd össze a mecseki kőzetekkel: 3. ábra). A bükki diabázok mellett is ismeretesek savanyú differenciátumok, amelyek szemben a mecsekiekkel, természetesen kvarcban túltelítettek. A differenciációs trend meglehetősen szokatlan. Mivel a kálium koncentráció csekély, a differenciáció lényegében a Na-K-Ca háromszög Na-Ca összekötő vonala mentén halad (5. ábra). A 4. ábrán a pontok szórása miatt a differenciációs trend nehezen azonosítható.

Mivel a bükki diabázok OFB-affinitást mutatnak, célszerűnek tűnik megvizsgálni annak eshetőségét, hogy spilitesedés nem játszott-e közre e kőzetek kémizmusának kialakításában, s ha igen, milyen mértékben. Alacsony  $K_2O/Na_2O$  hányados jellemző a spilitekre, azonban a diabázokban csak csekély kalcium hiány mutatkozik az átlag középóceáni hátsági bazaltokhoz képest, alumíniumban pedig egyáltalán nincs hiány, pedig az utóbbi erősen mobilis elem a spilitesedés folyamata során (CANN 1969; MELSON és VAN ANDEL, 1966).



6. ábra. PEARCE (1976) féle diszkriminációs diagram ( $F_2$ - $F_3$ ). Keresztek: diabázok, pontok: gabbrok, körök: nátron-gabbrok, háromszögek: bazaltos andezitek

Fig. 6. Discriminant diagram  $F_2$ - $F_3$  (PEARCE 1976). Crosses: diabases, dots: gabbros, open circles: soda gabbros, triangles: basaltic andesites



7. ábra. MACDONALD & KATSURA féle alkália-szilícium diagram. Pontok: diabázok, keresztek: gabbrok, x: nátron-gabbrok. Egyéb jelek és magyarázatok a 3. ábrában található

Fig. 7. Alkali-silica diagram after MACDONALD & KATSURA (1964). Dots: diabases, crosses: gabbros, x: soda gabbros. For other symbols and explanations see: Fig. 3

Végül pedig a szilícium többletnek sincs nyoma. Az elmondottakból következik, hogy a Bükk hegység diabázainak összetételét spilitesedés aligha befolyásolhatta jelentős mértékben.

Összefoglalva, azt mondhatjuk, hogy a Bükk hegység mezozóos diabázai olivin tholeiites összetételűek és OFB-affinitást mutatnak. E kőzetek abisszius tholeiites jellegére korábban ONUOHA (1977), valamint NOSKE-FAZEKAS

és EMBEY-ÍSZTIN (1978) is rámutattak. A primér magmában jelentős olivin és klinopiroxén frakcionálódás történt, ezzel szemben, a jelenleg rendelkezésre álló adatok nagyobb mértékű pilitésedés feltételezése ellen szólnak.

#### D) Bazaltos andezitek

Az 1. és 6. ábra diszkriminációs diagramjaiban felvitt bazaltos (piroxén) andezit analízisekben az  $MgO + CaO$  összege csak 11–13%, így tehát ezek közel állnak a diagramokban vizsgálható összetételi tartomány alsó határához. Mind az 1., mind pedig a 6. ábrán a bazaltos andezitek shoshonitos affinitást árulnak el. Érdekes tulajdonsága e kőzeteknek, hogy amíg az  $F_1$  és  $F_3$  faktorok lényegében állandóak maradnak, addig az  $F_2$ -értékek nagymértékben változnak. Mállott kőzetek esetében előállhat ilyen effektus (PEARCE, 1976), ez azonban kizárható, mivel csak épp kőzetekből készült elemzéseket használtam. Az effektus ezzel szemben jól magyarázható a  $K_2O$  és  $MgO$  ellentétes változásai-ból, mivel pontosan ezek azok az oxidok, amelyek a legjelentősebb befolyást gyakorolják a második diszkriminációs faktor értékére.

A bazaltos (piroxén) andezitek  $100 Mg/Mg + Fe^{2+}$  hányadosa alacsony, mivel a magnézium koncentráció is csekély. E tekintetben hasonlíthatnak az amfibol és a biotit andezitekre, sőt a dácitokra is, melyekkel társulva található. Ennek ellenére, primér és esetleg differenciálatlan jellegük nem zárható ki kategorikusan, mivel NICHOLLS (1974), KUSHIRO (1974) és mások kísérleti munkái arra engednek következtetni, hogy víztartalmú peridotitból (10–15 kbar  $P_{H_2O}$  között) andezit olvadék jöhet létre. Ugyanakkor az andeziteket és dácitokat eklogitból és amfibolitból (betolódott óceáni kéreg) keletkezett parciális olvadéknak is tekinthetjük (GREEN és RINGWOOD 1968; T. GREEN, 1972).

A különböző vulkáni hegységekből származó bazaltos andezitek kémiai összetétele (leszámítva a már említett  $K_2O$  és  $MgO$  változásait) meglehetősen homogen, és az átlagértékekből számított normák  $Hy-Q$  típusú ún. kvarc-tholeiites kőzetösszetételről tanúskodnak (III. táblázat).

### Tektonikai következtetések

A lemezen-belüli (WPB) affinitású plio-pleisztocén bazaltjaink feltörése óta, földtani léptékben nézve, csak csekély idő telt el. A dunántúli kitörések mintegy 3–5 millió évesek, a Cserhátban kb. 2 millió évvel ezelőtt történtek a bazaltömlések (BALOGH Kadosa szóbeli közlés). Ez meglehetősen kis időtartam, és ezért feltételezhetjük, hogy a Pannon-medence kontinentális típusú kerge a kitörések idején lényegében a maihoz hasonló lehetett. A Pannon-medence jelenlegi kergének legjellegzetesebb tulajdonsága, hogy itt a Moho viszonylag emelkedett helyzetben van, tehát az átlag 35 km-es vastagságnál jelentékenyen vékonyabb. Ebből a tényből kiindulva, valamint a köpeny alacsony sebességű zónájának (LVZ) és jólvezető rétegének (HLC) szintén emelkedett helyzetéből, a magas hőfluxus értékekből és a gravitációs anomáliákból, az a ma már általánosan is elfogadott nézet alakult ki, hogy a medence alatt köpenydiapir található. A köpenydiapir kialakulásának okai eléggé homályosak még. Egy lehetséges, de részleteiben korántsem tisztázott magyarázat szerint, a köpenydiapir egy késő oligocén — korai miocén kárpáti szubdukció hatására jött volna létre (STEGENA et al. 1975; GÉCZY et al. 1975).

Végső soron köpenydiapir következményeként értelmezhető a medence nagymértékű besüllyedése, és az a tény, hogy az oligo-miocénban uralkodóan kompressziós tektonika a pliocénban extenziós tektonikára vált át. Ha az itt felsorolt tektonikai és geofizikai tényeket vizsgáljuk, feltűnik a Pannon-medencének a kontinentális rift-szerkezetekkel (pl. Rajna-árok, Auvergne, Bajkál vidék stb.) való nagyfokú hasonlatossága. E rift-szerkezeteknek fontos jellegzetessége még, amely szintén megtalálható a Pannon-medencében: a primitív köpenyből származó, peridotitzárványt tartalmazó bazaltok feltörése. Ebből nyilvánvalóan következik, hogy a köpenyanyag parciális megolvadása, éppen annak diapiros emelkedésével és feltörése az extenziós tektonikával magyarázható legkézenfekvőbben, mindezekben a szerkezeti egységekben. A köpenyszármazású peridotitzárványok néhány tulajdonsága (szételegyedések, tektonit-típusú szövetek, valamint egy szigligeti amfibolit-lherzolitzárvány genetikája) a köpenydiapir elméletet alátámasztják (EMBEY-ISZTIN 1976 A, 1977 B, 1978).

Mint korábban láttuk, a bazaltos andezitek shoshonitos affinitást mutatnak. A shoshonitik érett szigetív-típusú vulkanizmus termékei, melyeknek feltörése a posztorogén szakaszban is folytatódhat. Valószínű ezért, hogy a hazai SHO-affinitású bazaltos andezitek (a velük társult andezit-dácit-riolit kőzetekkel együtt) egy kárpáti szubdukeió következtében keletkeztek. Földtani ismereteink arra utalnak, hogy az itt betolódott óceáni kéreg szélessége nem lehetett jelentős és így csak SHO-affinitású bázisosabb magmák jöttek létre az LKT és CAB-affinitású bazaltok teljes hiányával.

A diszkriminációs analízis és a differenciációs trend vizsgálatának eredményei alapján, a mecseki alsókréta bázisos vulkanizmust is lemezen-belüli (WPB) típusnak kell tekinteni. Emellett szólnak VADÁSZ (1935) földtani megállapításai is, miszerint a Mecsek süllyedő kontinentális platform volt a vulkanizmus idején. Ebből következik, hogy a mecseki alkáli kőzetek is végeredményben egy kontinentális rift-szerkezet magmás tevékenysége folytán képződhettek.

Meg kell azonban mondani azt, hogy a fenti megállapítások messzemenőleg nem egyeznek a hazai geológus körökben meglehetősen elterjedt nézettel, ami szerint a mecseki bázisos kőzetek „iniciális”, „ofiolitos” jellegűek lennének. Ezt a felfogást leginkább SZEPESHÁZY (1977) képviseli, aki szerint a mecseki bazaltos vulkanizmus legdélibb tagja lenne egy, az Alföld alatt Kis-körös irányában húzódó „ofiolit” zónának. Az igazsághoz az is hozzátartozik, hogy az általa használt ofiolit fogalom távolról sem ugyanaz, mint ami a modern földtani irodalomban a lemeztektónikai elmélet térhódítása után egységesen kialakult. Ilyen értelemben, a mecseki bázisos kőzetekről, mint ofiolitokról nem lehet beszélni, és ha valóban ez a vulkanizmus folytatódik az Alföld alatt (az a kevés erősen karbonátosodott kőzetről készült elemzés, melyet idáig publikáltak, a kérdést nem döntheti el végérvényesen), akkor ofiolit zónáról sem beszélhetünk.

Végül ennek a munkának eredményei a bükki diabáz — gabbro — peridotit összletre nézve, óceánfenéki eredetét valószínűsítene. Szeretném azonban kiemelni, hogy ez nem feltétlenül jelenti azt, hogy a bükki magmás és a kapcsolódó üledékes kőzetek „tipikus ofiolit összletet” alkotnának, mint azt pl. ONUOHA (1977) állítja, sem pedig azt, hogy a Bükk és Zágráb között egy eltemetett második ofiolit zóna húzódna (SZEPESHÁZY, 1977). E tekintetben meg kell említeni, hogy modern értelemben vett ofiolitos komplexumok felülről lefelé haladva mélytengeri radiolaritos üledékekből, pillow lávákából, bazalt

telérekből összetevődő ún. „sheeted complex”-ból, gabbróból és ultrabázisos kumulatív kőzetekből, valamint köpenyszármazású peridotitokból (többnyire harzburgitból) állnak. Nem feltétlenül szükséges, hogy mindezek az egységek jelen legyenek egy helyen ahhoz, hogy ofiolitokról beszéljünk (pl. a „sheeted complex” sem mindenütt található meg), de a Bükk hegység esetében túl nagyok az eltérések ahhoz, hogy minden további nélkül „valódi ofiolitos komplexumról” beszélhessünk. Először is, az ONUHA (1977) által rajzolt elvi szelvényvel szöges ellentétben, az üledékes kőzetek nem a diabázra települtek, hanem a diabáz nyomul beléjük, vagy ömlik rájuk (SZENTPÉTERY, 1953; BALOGH, 1964; PANTÓ G., 1961). Márpedig ez a jelenség ismeretlen a valódi ofiolitos komplexumok esetében, mint pl. a Troodos masszívum Ciprus szigetén. Fontos feladat lenne magának az üledékes mellékkőzeteknek részletes vizsgálata is, mert ennek hiányában az a kijelentés, hogy ezek mélytengeri radiolaritos faciést képviselnek, csak csekély értékű lehet. Ugyanez vonatkozik a szarvaskői állítólagos pillow láva szerkezetre is, melyet tudtommal még senki sem vizsgált meg idáig. Az ultrabázisos kőzetek közül csak a kumulatív-típusú „wherlit” (ércperidotit) van meg, köpenyszármazású harzburgitos kőzeteknek nincs nyoma. Ugyanakkor, mint azt a jelen tanulmány is megmutatta, a magmatizmus OFB-típusú és a diabáz — gabbró — ércperidotit összlet valóban emlékeztet bizonyos mértékig a valódi ofiolitos társulásokra. A felsorolt tények és problémák igen megnéhezítik a Szarvaskő — Monosbél között húzódó bázisos intrúzió genetikájának kibogozását. Hogy ezt megtehesük, még nagyon sok részletes és lelkiismeretes földtani, kőzettani és geokémiai vizsgálatra van szükség, melynek értékelése során az összes tényt figyelembe kell venni, nem csak azokat, amelyek bizonyos elképzeléseket alátámasztanak.

Befejezésül célszerűnek látszik áttekinteni, hogy a bükki és a mecseki bázisos vulkanizmusról itt kifejtett nézetek hogyan viszonyulnak a Kárpát-medence aljzatáról, annak tektonikai fejlődéséről újabban kialakult véleményhez. GÉCZY (1973), valamint CHANNEL & HORVÁTH (1976), SZEPESHÁZY számos adatának felhasználásával úgy vélik, hogy a Kárpát — Pannon terület két mikrolemez összeütközése következtében alakult ki, melyek közül a nyugati lemez afrikai, a keleti európai eredetű lenne. Rátéekintve CHANNEL & HORVÁTH tektonikai térképére, rögtön szembetűnik, hogy a mecseki rift-vulkanizmus éppen az európai eredetű lemez szélén van, és így egy, a júra végén és kréta elején történt riftesedés tanújaként értelmezhető. Esetleg éppen ez a riftesedés vezetett az európai mikrolemez önállósodásához is.

A bükki diabáz-gabbró-peridotit komplexum más bázisos magmatitokkal, sőt Szlovákiában ultrabázisos kőzetekkel együtt, az afrikai eredetű mikrolemezen foglal helyet és ott is nagyjából az egyik legjelentősebb tektonikai vonal a Balaton — Darnó-vonal mentén, amely az Ausztróalpi egységet a Délalpi-Dinaridák egységétől választja el. Úgy tűnik tehát, hogy e vonal mentén bázisos és ultrabázisos kőzetestek (melyek egyrészenek legalábbis, óceánfenéki affinitása van) tektonikai úton helyeződtek el. Hogy ez a folyamat obdukción volt-e, vagy esetleg egy korábban létezett, de töredékekre darabolódott ofiolitos összlet tektonikai benyomulásáról van szó, nehéz lenne eldönteni. A jelenlegi adatok azonban arra utalnak, hogy a folyamat jelentékeny mértékben különbözhetett a tipikus ofiolitos összleteket létrehozó folyamatoktól.

## Irodalom — References

- AUMENTO, F. (1969): Geological investigations, Mid-Atlantic Ridge. Canada Geol. Survey, Activities Rept. Paper 69-1, 253—257.
- AUMENTO, F.—LONGAREVIC, B. D. (1969): The Mid-Atlantic Ridge near 45° N. III. Bald Mountain. Can. J. Earth Sci. 6, 11—23.
- BALOGH K. (1964): A Bükkhegység földtani képződményei. MÁFI Évk., 48, pp. 719.
- CANN, J. R. (1969): Spilites from the Carlsberg Ridge, Indian Ocean. J. Petrology 10, 1—19.
- CHANNELL, J. E.—HORVÁTH, F. (1976): The African/Adriatic promontory as a paleogeographic premise for Alpine orogeny and plate movements in the Carpatho-Balkan region. Tectonophysics 35, 71—101.
- EMBEY-ISZTIN, A. (1976a): Amphibolite/lherzolite composite xenolith from Szigliget, north of the Lake Balaton, Hungary. Earth Planet. Sci. Lett., 31, 297—304.
- EMBEY-ISZTIN, A. (1976b): Felsőköpenyeredeti lherzolitárványok a magyarországi alkáli olivinbazaltos, bazanitós vulkanizmus kőzeteiben. Földt. Közl., 106, 42—51.
- EMBEY-ISZTIN, A. (1977a): Az alkálilazított peridotitárványainak ásvány-kőzettana, eredete és összefüggése hazánk és a Massif Central nagyszervezetével. Kandidátusi értekezés. pp. 144.
- EMBEY-ISZTIN, A. (1977b): The Szigliget amphibolite/lherzolite compound xenolith as an evidence for diapiric uprise in the mantle below Hungary. Ann. Hist.-nat. Mus. Nat. Hung., 69, 5—11.
- EMBEY-ISZTIN, A. (1978): On the petrology of spinel lherzolite nodules in basaltic rocks from Hungary and Auvergne, France. Ann. Hist.-nat. Mus. Nat. Hung., 70, 27—44.
- ENGEL, A. E. J.—ENGEL, C. G.—HAVENS, R. G. (1965): Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle. Bull. Geol. Soc. Am. 76, 719—734.
- FREY, F. A.—GREEN, D. H.—ROY, S. D. (1978): Integrated models of basalt petrogenesis: A study of quartz tholeiites to olivine melilites from South Eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data. J. Petrology 19, 63—513.
- GÉCZY, B. (1973): The origin of Jurassic faunal provinces and the Mediterranean plate tectonics. Ann. Univ. Sci. Budapest, Sec., Geol. 16, 99—114.
- GÉCZY, B.—HORVÁTH, F.—SZEGEVA, I. (1975): Ensiatic and ensialic interarc basins. J. Geophys. Res., 80, 281—283.
- GREEN, D. H.—RINGWOOD, A. E. (1968): Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite. Contr. Miner. Petrol. 18, 105.
- GREEN, T. H. (1972): Crystallization of calc-alkaline andesite under controlled high pressure hydrous conditions. Contr. Miner. Petrol. 34, 150—162.
- HOTZ, P. E. (1953): Petrology of granophyre in diabase near Dillsburg, Pa. Bull. Geol. Soc. Am. 64, 675—704.
- KORPÁS L.—PERGI ZS.—SZENDREI G. (1967): A Dunazug-hegység északi részének kőzettani és földtani vizsgálata. Földt. Közl., 97, 221—223.
- KUBOVICS L.—PANTÓ GY. (1970): Vulkanológiai vizsgálatok a Mátrában és a Börzsönyben. Budapest, pp. 302.
- KUSHIRO, I. (1974): Melting of hydrous upper mantle and possible generation of andesitic magma: an approach from synthetic systems. Earth. Planet. Sci. Lett. 22, 294.
- MACDONALD, G. A.—KATSURA, T. (1964): Chemical composition of Hawaiian lavas. J. Petrology 5, 82.
- MAURITZ B. (1913): A Mecsek hegység eruptívus kőzetei. Földt. Int. Évk., 21, 151—190.
- MAURITZ B.—HARWOOD H. F.—THEOBALD L. S.—ENDREDEY E. (1948): A dunántúli bazaltok kőzetkémiai viszonyai. Földt. Közl., 78, 134—169.
- MELSON, W. G.—VAN ANDEL, T. H. (1966): Metamorphism in the Mid-Atlantic Ridge, 22° N latitude. J. Geophys. Res. 73, 5929—5941.
- NICHOLLS, I. A. (1974): Liquids in equilibrium with peridotitic mineral assemblages at high water pressures. Contr. Miner. Petrol. 45, 289.
- NISBET, E. G.—PEARCE, J. A. (1977): Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. Contr. Mineral. Petrol., 63, 149—160.
- NOCOLDS, S. R.—ALEX, R. (1954): The geochemistry of some igneous rock series: Part II, Geochim et Cosmochim. Acta 5, 246—248.
- NOSKE-FAZERAS, G.—EMBEY-ISZTIN, A. (1978): New data to the mineralogy of the basic intrusion around the Village Szaivaskő, Hungary. Ann. Hist.-nat. Mus. Nat. Hung., 70, 13—25.
- ONTUOHA, K. M. (1977): Tectonic significance of some geochemical data associated with the ophiolite complexes of the Darnó megatectonic line, NE-Hungary. Acta Geol. Acad. Sci. Hung., 21, 133—141.
- PANTÓ G. (1961): Mezőzós magmatizmus Magyarországon. Magy. Áll. Földt. Int. Évk., 49, 785—799.
- POLDEERVAART, A. (1955): Crust of the Earth. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 62, 119—144.
- PANTÓ G.—FÖLDVÁRI-VOGL M. (1950): Nátrongabbó a Bódvavölgyben. Magy. Áll. Földt. Int. Évk., 39, 3—16.
- POJNÁK T. (1944): Kőzettani megfigyelések Nógrád-Gömöri bazaltos kőzeteken. Földt. Közl., 73, 21—47.
- PEARCE, J. A.—CANN, J. R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth and Planetary Sci. Lett., 19, 290—300.
- PEARCE, J. A. (1976): Statistical analysis of major element patterns in basalts. J. Petrology, 17, 15—43.
- REICHERT R. (1925): Újabb adatok a salgótarján környéki bazaltos kőzetek petrokémiai ismeretéhez. Földt. Közl., 55, 181—196.
- ROEDER, P. L.—EMSLER, R. F. (1970): Olivine-liquid equilibrium. Contr. Mineral. Petrol., 29, 275—289.
- STEGEVA, L.—GÉCZY, B.—HORVÁTH, F. (1975): Late Cenozoic evolution of the Pannonian Basin. Tectonophysics, 26, 71—90.
- SZÉRY-FUX V. (1952): A magmás kőzetek szerepe a komlói kőszénösszetben. Magy. Tud. Akad. Műsz. Tud. Oszt. Közl., 5, 187—209.
- SZÉRY-FUX V. (1970): Telkibánya ércesedése és kárpáti kapcsolatai. Budapest, pp. 266.
- SZENTPÉTERY ZS. (1953): A déli Bükkhegység diabáz és gabbrótömege. Magy. Áll. Földt. Int. Évk., 41, 3—92.
- SZEPESHÁZY K. (1977): Az Alföld mezozoos magmás képződményei. Földt. Közl., 107, 384—397.
- TAKÁCS T. (1933): Esséit a Mecsekhegységéből. Mat. Term. Tud. Ért. 50, 617—634.
- VADÁSZ E. (1935): Mecsekhegység. Magy. Tájé. Földt. Leir., 1, pp. 148.
- VITÁLS I. (1911): A balatonvidéki bazaltok. A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei, Bécs, pp. 190.
- WAGER, R. L.—MITCHELL, R. L. (1951): The distribution of trace elements during strong fractionation of basic magma—a further study of the Skaergaard intrusion, east Greenland. Geochim et Cosmochim. Acta 1, 129—208.

## Statistical analysis of major element patterns in basic rocks of Hungary: An approach to determine their tectonic settings

*Dr. A. Embey—Isztin*

Discriminant diagrams (PEARCE 1976) have been used to determine the most likely tectonic settings of four different basaltic rock-associations in Hungary. The young, Upper Pliocene-Pleistocene basalts (Balatonfelvidék, Cserhát) show within-plate (WPB) affinities. It is likely that the basaltic magma has not been modified by chemical interactions with wall-rocks to any sensible extent. Among the lavas some represent primary melts, while others, liquids modified by olivine and perhaps pyroxene fractionation. The generation of these highly undersaturated (basanititic) lavas carrying in some cases mantle-derived peridotite nodules may be connected with a rising thermal mantle diapir below the Pannonian Basin. It is a well documented fact that the present-day geophysical properties of the Pannonian Basin are in accordance with the supposition of such a mantle diapir and some features of the mantle-derived peridotite nodules as well as an amphibolite/therzolite composite xenolith seem to support this suggestion (EMBEY—ISZTIN 1976a, 1977, 1978).

The basaltic (pyroxene) andesites (Pilis, Mátra, Cserhát, Zemplén, Börzsöny Mts.) with a quartz tholeiitic composition plot as shoshonites (SHO) in the discriminant diagrams. These rocks along with other (more acid) andesites, dacites and rhyolites could have been formed due to a subduction process in the Carpathian region. The SHO-affinities of the basaltic andesites are in agreement with the suggestion that the subducted oceanic or suboceanic area was relatively narrow in the case of the Carpathian arc. Due to these conditions, magmatic evolution could have reached a mature stage characterized by SHO-affinity very soon, or else magmas of earlier stages with LKT and CAB-affinities were completely lacking.

The discriminant analysis and the features of the differentiation trend strongly suggest a within-plate (WPB) origin for the Lower Cretaceous volcanic suite of the Mecsek Mountains. This interpretation is in agreement with geological considerations (VADÁSZ 1935) according to which the Mecsek area was a sinking continental platform at the time of the eruptions. A Lower Cretaceous rifting process in the region of Mecsek can thus be deciphered. It is remarkable in this respect, that the Mecsek Mountains are situated just at the border of the „European microplate” on the tectonic map of CHANNELL & HORVÁTH (1976). On the contrary, the present interpretation is at variance with views according to which the Mecsek volcanic rocks would be members of an ophiolitic zone continuing to NE below Cenozoic sediments (e. g. SZEPESHÁZY 1977).

The Mesozoic diabases of the Bükk Mountains are olivine tholeiitic in composition and they show OFB-affinities. The primary magma must have been modified by olivine and pyroxene fractionation and modifications due to spilitization could not be ascertained. It has been argued by the author that contrary to the views expressed by ONUOHA (1977) the OFB-affinity does not necessarily imply the presence of a „typical” ophiolite zone. The idea of the presence of two subparallel ophiolite zones in the basement of the Pannonian Basin (e.g. SZEPESHÁZY 1977) has also been rejected by the author. The Bükk diabases along with other basic or ultrabasic bodies could have been emplaced tectonically along the northern part of the Balaton-Darnó line, which is separating the Austroalpine and Southernalpine-Dinaride units from each other on the tectonic map of CHANNELL & HORVÁTH (1976). The basic and ultrabasic bodies may perhaps represent desintegrated parts of an earlier ophiolitic complex.