

## A dunántúli bazaltvulkanizmus általános jellemzői

BOKOR PÉTER

Hazánkban a bazaltvulkánosság kutatása kerekén egy évszázadra tekint vissza. Az eddigi vizsgálatok sajátossága, hogy a kutatók – bármilyen részlettémával is foglalkoztak – a közel száz vulkánromban a közöset, az általánosat, a szabályszerűt szerették volna feltárni. Ezek az általánosítások azonban többnyire egymásnak ellentmondanak, vagyis minden kutató más és más szabályszerűséget olvasott ki eredményeiből. Ezért az 1970-es és 80-as években egyre inkább az a vélemény alakult ki, hogy a vulkánromok egyedi jelenségek, kialakulásukban sok a véletlenszerűség, így a kutatási eredmények rendszerezése mesterkéltné, erőszakolt.

JUHÁSZ Á. (1985) szerint a területi elhelyezkedés véletlenszerű. BALOGH K. és mtsai (1982) megállapították, hogy „a dunántúli bazaltelfordulások ásvány–kőzettani és kémiai szempontból változatosak, de az eltérések között sem a kor, sem a szerkezeti helyzet, sem az elterjedés alapján nem lehet szabályszerű összefüggést találni”. Ezt a gondolatot fogalmazta meg munkássága végén JUGOVICS L. (1976) is.

A fenti vélekedéscikkkel nem érhetünk egyet. A dolgozat a száz év során felgyűlt adatsorok számbavételével, csoportosításával és rendszerezésével igyekszik bebizonyítani, hogy a dunántúli bazaltvulkanizmussal kapcsolatban számos szabályszerűség állapítható meg.

### Törvényszerűségek a bazaltvulkánosságban

#### *1. A vulkánromok anyagi minőség szerinti csoportosítása*

Ha vulkánromjaink legkiválóbb feltárójának, JUGOVICS L.-nak (1916–1976) a vulkánok szerkezetére vonatkozó vizsgálati eredményeit összefoglaló térképlapon rendszerezjük, akkor érdekes szabályszerűséget fedezhetünk fel (*1a.–1b. ábra*).

Az ábrákon jól láthatóan elkülönül egymástól két vulkáni terület (I. és II.), közöttük egy vulkánosságtól mentes vidék (III.) van. Ha a vulkáni területeken körbekeretezzük a tufák, majd a lávák előfordulási vidékét, jól elkülöníthető öveket kapunk.

A *D-i vulkáni területet (I.)* vizsgálva három öv bontakozik ki. A legdélibb övben (a Balaton két partján) csak tufavulkánok vannak (I.1.). A második övben tufa alapra láva ömlött, tehát a hegyek vegyes építkezésűek (I.2.). Ez az öv a Balaton-felvidéken, a Déli-Bakony alacsony, D-i régiójában, a Tapolcai-médcében és a Keszthelyi-hegység K-i szakaszán húzódik. A harmadik övben (a Déli-Bakony É-i, magas sávjában, valamint a Keszthelyi-hegység ÉK-i karéjában) csak bazaltlávából álló hegyek vannak (I.3.).

Az *É-i bazaltos területen (II.)* hasonló szabályszerűséget figyelhetünk meg azzal a különbséggel, hogy a D-i területen D-ről É-ra, itt pedig É-ról D-re változnak a megegyező zónák. A tufavulkáni öv egy része a Rába mentén található, másik része pedig

ettől Ny-ra, párhuzamosan húzódik, és csak mélyfúrásokból ismert (II.1.). Az öv valamennyi vulkánját még nem ismerjük, hiszen a vastag kavicstakaró számos tufahalmot rejthet. A tufa alapú, lávafedővel rendelkező vulkánok öve a Marcal mentén húzódik (II.2.). Ezen a területen a harmadik öv – a csak lávából álló hegyek öve – hiányzik. Ez az öv lávában szegényebb.

Az I. a. és I. b. ábrákról más szabályszerűségek is kiolvashatók. Megfigyelhetjük, hogy az egységnyi területre eső vulkánok száma az övek belseje felé növekszik. (Az I. területen D-ről É-ra, a II-esen É-ról D-re gyarapodik.) Ugyancsak szembevetendő, hogy hasonló módon növekszik a vulkánok alapterülete és ezzel összefüggésben a vulkánokat felépítő bazaltközet mennyisége is.

Az I. vulkáni mező hossza kb. 60 km, szélessége 40 km, területe így kb. 2400 km<sup>2</sup>. A II. vulkáni mező ennél hosszabb (70 km), szélessége ugyanannyi (40 km), így a terület nagysága 2800 km<sup>2</sup>. A két vulkáni vidéket egy hasonló méretű, *vulkáni tevékenységtől mentes sáv* választja el egymástól (III.) (hosszúsága 70 km, szélessége 30 km, alapterülete pedig 2100 km<sup>2</sup>).

## 2. A vulkánok működés szerinti vizsgálata és csoportosítása

A szerkezet, az anyagi minőség árulkodik a vulkáni működésről. Mindkét terület szélső sávján (I.1., II.1.) explóziós vulkánok (maarok) működtek. Az I.2. és II.2. sáv tufaalapját is ilyen vulkáni tevékenység alakította ki. A külső explóziós-(maar-) vidéket a belső effúziós terület váltja fel (I.2.,3. és II.2.).

A külső explóziós és a belső effúziós öv közepén találkozik és az I.2., II.2. zónákban fedi egymást. Mivel a piroklasztikumok a lávák fekéjét képezik az említett zónában, megállapítható, hogy a vulkánosság explóziós tevékenységgel indult, amit effúziós tevékenység váltott fel. Eközben a vulkáni tevékenység vándorolt (az I-es vulkáni területen D-ről É-ra, a II. vulkáni területen pedig É-ról D-re).

Az explóziós vulkánosság kezdetben közepes intenzitású volt, majd befelé „vándorlás” során egyre hevesebb lett. A közepes intenzitás emlékei kis produktumok, többnyire tufakúpocskák. Az intenzív időszak emlékei a tufagyűrűk, a kráter körül sok anyagot nagy távolságra kiszóró tufavulkánok működésének eredményei. Ugyanez a működési intenzitás jellemzi az effúziós időszakot is. Kezdetben kevés olyan láva jött a felszínre, amely lávakúpokat, lávagerinceket képezett. Később a terület belseje felé vándorló vulkánok bőségesen öntötték a lávát és lávatarókat hoztak létre.

A vulkánok döntő többsége egy csatornás volt, a kerek, kúpos, halmos hegyek centrális erupció termékei.

A Ság-hegy, amelyik csaknem kerek lávakúp volt, KULCSÁR L.–GUZINÉ S. A. (1962) szerint krátérosos vulkán. A feltárásnál közepén egy nagy csatorna, majd átlósan több apró kráter vehető ki. Véleményünk szerint a feltörő láva a felszínközelségben a laza szerkezetű törésvonalakban számos ágra bomolva tört a felszínre. Tehát helyesebb a Ság-hegy esetében is centrális erupcióról beszélni, ahol a központi kráter mellett több apró parazitakráter is működött. Gerinces lávahegyet még nem tártak fel, ezért csak feltételezhetjük, hogy ezek krátérosos vulkánok voltak. Hasadékvulkán területünkön nem működött.

A bazaltvulkánosság periódusokra tagolható. Az I.2. és II.2. övben tufaszórás és lávaömlés egyaránt volt, tehát ezek a vulkánok az egész bazaltvulkánosságot „végigélték”. A rétegtani elemzés alapján a bazaltvulkánosság alábbi periódusai különíthetők el:

1. Kezdetben gázdús vulkánosság, amely hamut, salakot, lávazárványokat hoz a felszínre. A heves kitörések a földfelszín felső 500 m-ének anyagát is magukkal ragadják és a vulkáni anyagok közé keverik.

2. Az explóziós tevékenység vége, az effúziós időszak kezdete (átmeneti periódus). Ezt az időszakot kis mennyiségű lávafeltörés jelzi, amelynek maradványai a tufagyűrűkben található apró lávapajzsok, valamint a rétegvulkánok alsó bazaltjai. Ennek az időszaknak az emlékei a Balaton-felvidék apró lávafoltjai is.

3. A tömeges lávaömlések időszaka. Ekkor került a felszínre a rétegvulkánok vastag bazalttömege és a lávatarakók is ekkor képződtek.

4. A vulkánosság gyengülő időszaka. Ekkor ismét gázdússág és kis mennyiségű lávatermelés figyelhető meg. E szakaszban képződnek a hólyagos bazaltok és ekkor kerülnek a lávamezők tetejére a vörös, salakos építkezésű kúpocskák, a hopokák.

5. A vulkánosság posztvulkáni jelenségei. Ekkor jön létre a gejzírműködések eredményeként a gejzirrit. A vulkáni kráterekben lévő melegvizű tavakban pedig alginit képződik (SOLTI G. 1981).

Posztvulkáni jelenségekben különösen az I.1. és I.2. öv gazdag. Feltehető, hogy az I.1. öv a maar-periódus után már csak posztvulkáni jelenségeket mutatott.

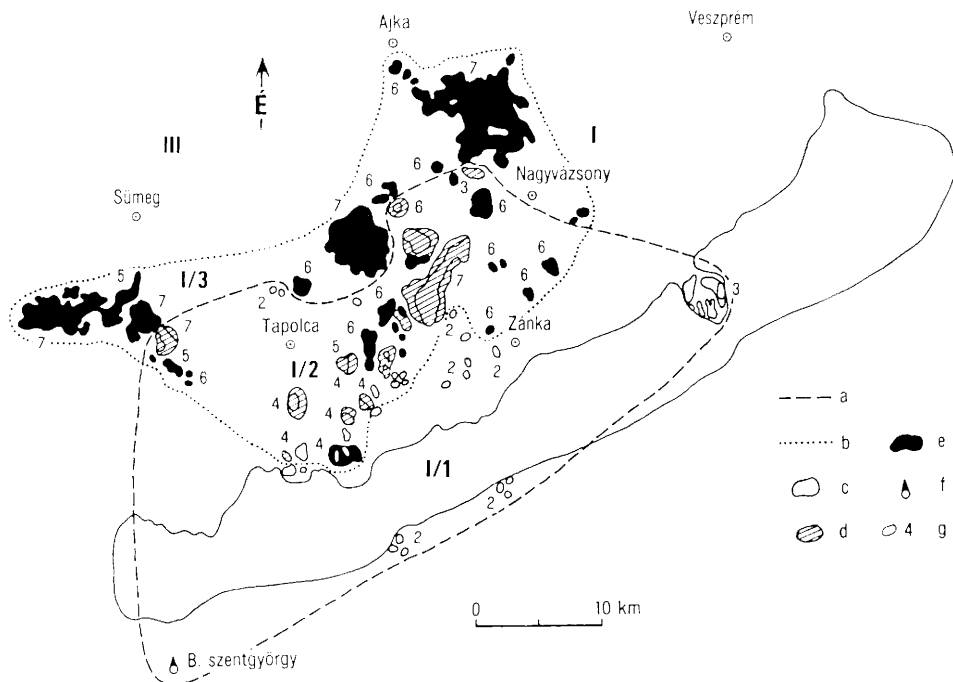
### 3. A bazaltos romok morfológiai csoportosítása

A vulkánok morfológiáját alapvetően meghatározza felépítésük, szerkezetük, azaz vulkáni múltjuk. Ez még abban az esetben is igaz, ha a vulkánok erősen elromosodtak. Ebből következik, hogy ha a vulkánok anyagi minőség és vulkáni működés szerint csoportosíthatók, akkor ugyanígy osztályozhatók morfológiailag is (BOKOR P. 1988, 1990; JUGOVICS L. 1967).

A *bazalttufa építkezéslű romok* morfológiailag tufagyűrűkre, tufahalmokra és tufakúpokra oszthatók. A *rétegvulkánok* többnyire a pannóniai laza anyagokon képződtek, ezért táblás tanúhegyekké alakultak. Ezek egy része (a nagyobbak) „koporsó alakú” (csonkakúp alakú) hegy, a másik része pedig „hegyes” (kúp alakú) hegy. A kemény- (mészke dolomit-) felszínen kialakult rétegvulkánok vulkáni kúpok (kúpos hegyek) vagy vulkáni gerincek (gerinces hegyek) lettek.

A *láva építkezéslű hegyek* kemény másod- és harmadidőszaki anyagokra települtek. A kisebbek lávakúpotat, a nagyobbak lávas gerinces hegyeket, a legnagyobb ömlések pedig lávatarakókat hoztak létre.

A fent említett morfológiai alakzatok területi elrendeződése is figyelemre méltó (1a., 1b. ábra). Az ábrákon kirajzolódik, hogy az I.1. és a II.1. terület a tufahalmok, tufagyűrűk és a tufakúpok vidéke. Az I.2. és a II.2. területen található a tanúhegyek (a



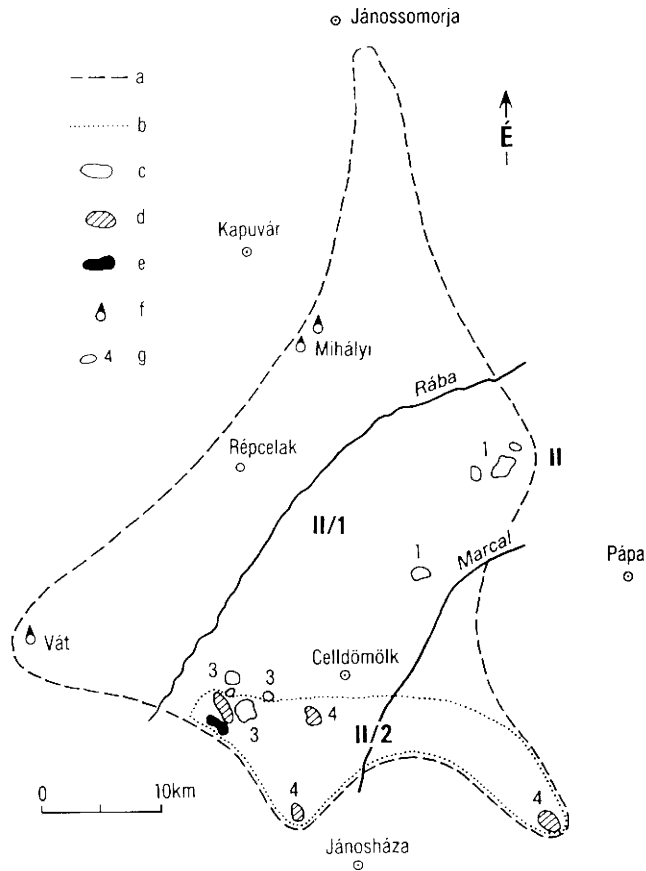
1a. ábra. A déli bazaltos terület (I.) vulkánromjai (JUGOVICSL. 1967. alapján). – a = a tufa elterjedési területe; b = a láva elterjedési területe; c = csak tufából épülő hegy; d = rétegvulkán; e = csak lávából épülő hegy; f = bazalt mélyfúrásban; g = Formakincsek: 1 = tufahalom; 2 = tufakúp; 3 = tufagyűrű; 4 = tanúhegy (a nagyobb keretűz vonal a tufaalap, a kisebb a réteges felépítésű lávapajzs határát jelzi); 5 = gerinces lávahegy; 6 = kúpos lávahegy; 7 = lávatakaró; III = vulkáni tevékenységtől mentes terület; I.1., I.2., I.3. = vulkáni övek

Ruined volcanoes of the southern basaltic area (I) (after JUGOVICS, L. 1967). – a = distribution area of tuffs; b = distribution area of lavas; c = hill exclusively of tuff; d = stratovolcano; e = hill exclusively of lava; f = basalt in deep borehole; g = Landforms: tuff heap; 2 = tuff cone; 3 = tuff ring; 4 = residual hill (the outer line is the base of tuff, while the inner is the boundary of the stratified lava shield); 5 = lava hill with crest; 6 = conical lava hill; 7 = lava mantle; III = area free of volcanic activity; I.1., I.2., I.3. = volcanic zones

Kisalföldön és a Tapolcai-medencében). A Déli-Bakony területén ebben a zónában vulkáni kúpos és gerinces hegyeket találunk, a II.3. sávban pedig a bazaltos takarók vannak.

#### 4. A bazaltok feltörési helyének szabályszerűségei

A bazaltok feltörési helyének szabályszerűségeit szinte valamennyi kutató vizsgálta. A szerzők többsége a vulkánok feltörési helyét előrejelzetnek véli. HOFFMANN K. (1875) szerint a vulkánok helyét kijelölő törésvonalak egy-egy centrumból, sugarasan indulnak ki. 4 ilyen centrumot ad (Káb-hegy, Agár-tető, Badacsony és Halom-hegy). BÖCKH J. (1878) párhuzamos vetők mentén jelöli meg a vulkánok helyét.



1b. ábra. Az északi bazaltos terület (II.) vulkánromjai. – a–g, és 1–7 = a jelmagyarázatot l. az 1a. ábránál!  
II.1., II.2. = vulkáni övek

Ruined volcanoes of the northern basaltic area (II.) – Explanation for a–g and 1–7 see Fig. 1a; II.1., II.2. = volcanic zones

FERENCZI I. (1924) a vulkánok megjelenését antiklinális–szinklinális rendszerhez köti. A nagyobb produktumok szinklinálison, a kisebbek antiklinálison ülnek.

VITÁLIS I. (1913) és JUGOVICS L. (1967–1971) munkáiban süllyedő és emelkedő nagy egységek határán vélik a bazaltok feltörésének lehetőségét. SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1958) szerint a pannon végi kiemelő mozgások felelősek a bazaltos vulkánosságért; az emelkedő nagy egységek határán tört fel a vulkáni termék a felszínre.

PRINZ GY. (1942) szerint a szilárd medencealjzat (a Tisia) sakk táblaszerűen összetöredezett. Az ÉK–Dny-i irányú és az erre merőleges törésvonal rendszer a vulkánosság helyének előrejelzője. Hasonló véleményen van VARRÓK K. (1950) és BOKOR P. (1974). Az utóbbi szerzők elsősorban a törésvonalak keresztezésében vélik felfedezni a bazaltok feltörését.

Más szerzők tagadják a vulkánok helyének előrejelzettségét. Elsőnek LÓCZY L. (1913) mondta ki, hogy „a dunántúli vulkánok hasadékminti elhelyezkedése nem igazolható”. VADÁSZ E. (1957) szerint ahol

a Dunántúlon pikkelyes egymásratolódás van, ott a magmafelyomulások akadályba ütköznek. Másutt gyengébb, vékonyabb a kéreg szerkezete, azon viszont át tud törni a vulkáni termék. EGYED L. és nyomában BALKAI B. (1961-es szóbeli közlések alapján) úgy vélik, hogy a hatalmas mélységből feltörő roppant feszítőerejű gázok a kéregben bárhol utat nyithattak a feltörő bazaltos termékeknek.

Megfigyelhető, hogy a vulkánosság a vizsgált két vulkáni területen folyamatosan vándorolt. Az aktivitás kívülről befelé, egy egyenes frontvonal mentén haladt.

Az *I. vulkáni területen* (1a. ábra) a vulkánosság a D-i peremen (a Balaton D-i partján) indult. Itt közepes intenzitású tufaszórás volt. Ezután a frontvonal É felé (a vulkáni terület belseje felé) vándorolt. Termékeit a Balaton É-i partján hagyta hátra. Itt is maar típusú, de nagyobb intenzitású működés volt: tufagyűrűk keletkeztek, ugyanakkor még sok az apró tufahalom is, miközben a lávafeltörés minimális.

A vulkánosság É-i irányban történő vándorlásának következő állomása a Tapolcai-medence, valamint a Balaton-felvidék D-i és középső sávja. Itt rétegvulkánok keletkeztek. A kezdeti, erős maar-működést közepes intenzitású lávaömlések követték. A rétegvulkánok zöme később csonkakúp-, ill. kúp alakú tanúhegyé formálódott.

A vulkánosság vándorlásának következő állomása a Balaton-felvidék É-i sávja volt. Itt kisebb lávaömlések keletkeztek. A tufaszórás erre a területre már nem jellemző, a térségben kúpos és gerinces hegyek alakultak ki. A vulkáni terület legbelsőbb sávja a D-i Bakony területére esik, ahol a jelentős bazaltömlések történtek.

A *II. vulkáni területen* szintén vándorolt a vulkánosság, de itt a frontvonal É-ről D-re haladt. A kezdeti, gyenge bazaltvulkanizmus – amely a Balaton D-i sávján lévő vulkáni tevékenységgel azonosítható – az országhatár közelében található. A maar tevékenység erősödésével a vulkánosság D-ebbre vándorolt, emiatt a Rába erős K-re kanyarodásának környékén, a II. vulkáni terület közepén találjuk a hatalmas tufagyűrűket. (Ez a sáv a Balaton É-i partjának bazaltvulkánosságával azonosítható.) A vulkáni terület legdélebbi sávja (Celldömölk és Jánosháza környéke) a rétegvulkánosság és a tanúhegyek vidéke. (Ez a sáv a Tapolcai-medence, ill. a Balaton-felvidék középső és D-i részének vulkáni tevékenységével hozható párhuzamba.) Ebben a sávban a vulkánosság megszakadt, így a lávaömlések zónái nem alakultak ki.

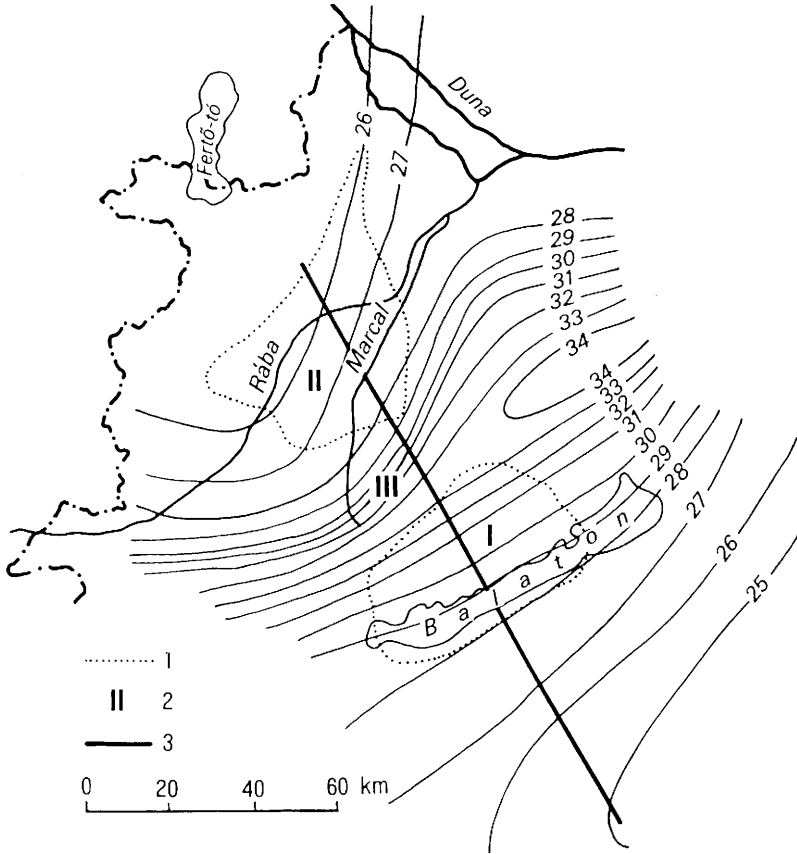
Egy-egy sávon belül mi is valljuk az előrejelzettséget. A vulkánok helyét a mélyszerkezet, a szilárd kéreg törésrendszere szabja meg. Egyes – ma is létező – mélyszerkezeti törések a felszínen is jelentkeznek, de a többségük inaktív, a fedő laza rétegeiben már nem jelentkeznek. Ezért felmerül a kérdés: vajon az igazi Balaton-vonal nem a Balaton D-i partján fut-e, amit a vulkáni halmok egyenes vonala jelez? Vajon a valódi Rába-vonalat nem a mélyfúrásokból ismert tufahalomsor jelöli-e ki?

A fenti zónák sok helyen szabálytalanok. Csupán egy átlag, egy tendencia igazolja létüket. A zónából „kitévedt” vulkánok mélyszerkezeti vonalakat jelölnek. Ennek legszébb példája a Somló, amelyik viszonylag messze elszakadt zónájától. Ez a hegy a ma már egyetlen irodalomban sem emlegetett, EÖTVÖS J. által torziós ingával kimutatott Somló-kisszőlősi törésvonal mentén található (ERDÉLYI F. J. ismertetése 1937). Ezen a vonalon ül a Ság-hegy és a Kab-hegy is.

5. Összefüggés a földkéreg vastagsága és a vulkánromok területi elhelyezkedése között

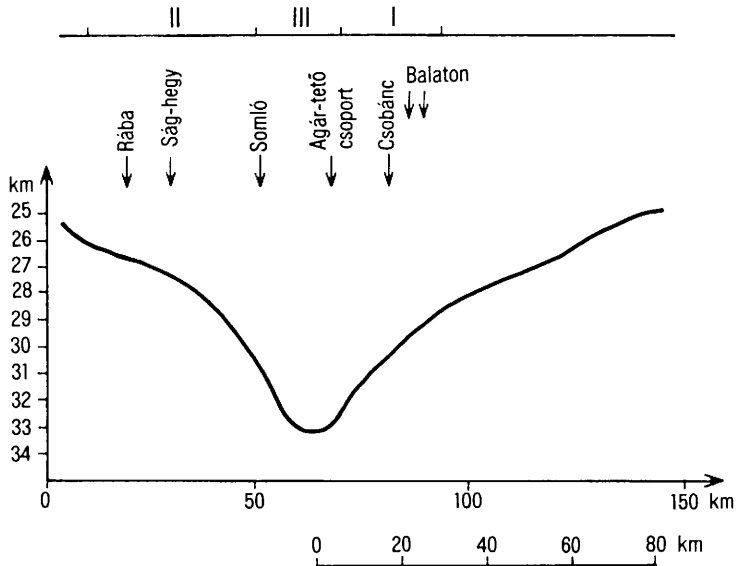
Mindkét vulkáni terület tufaövezetében a földkéreg viszonylag vékony (26 km), amely a lávaövezetek felé haladva vastagszik és eléri a 30 km-t. E vonatkozásban a két vulkáni terület között mérték a legmagasabb értékeket.

A fentiek tehát úgy is megfogalmazhatók, hogy a nagyszerkezetek találkozásánál vékony a földkéreg, a Rába-vonalától DK-re, ill. a Balaton-vonaltól ÉNy-ra haladva viszont egyre nő a kéregvastagság (2., 3. ábra).



2. ábra. A földkéreg vastagsága km-ben (Magyarország Nemzeti Atlasza alapján). – 1 = vulkáni terület határa; II = a vulkáni terület azonosító száma; 3 = keresztmetszet (3. ábra)

Thickness of the crust in km (after the National Atlas of Hungary). – 1 = boundary of volcanic area; II = identification number of the volcanic area; 3 = cross-section (Fig. 3)



3. ábra. A földkéreg vastagsága km-ben a 2. ábra keresztmetszvényében. – I., II., III. = vulkáni területek (torzítás: 6,25x)

Thickness of the crust in the cross-section of Fig. 2. – I., II., III. = volcanic areas (6.25-fold distortion)

## 6. A vulkánosság oka és lemeztektonikai értelmezése

VADÁSZ E. (1957) és SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1958) a bazaltvulkánosságot *finális vulkánosság*nak nevezi, lévén ez az alp-kárpáti hegységképződés vulkánosságának zárótagja. A folyamat időben is az utolsó és egyben a magmadifferenciálódás végét jelzi. A bazaltos magma felszínre nyomulásáért a medencealjzat erőteljes süllyedése a felelős.

BORSY Z. és mtsai (1984) szerint a bazaltvulkánosság előtti (felsőpannóniai) időszakban a Bakony tömege intenzíven emelkedett, az előterek pedig erőteljesen süllyedtek. Ezek a mozgások a felsőpannóniai időszakra kritikus értéket értek el, megbontották a földköpenybeli viszonylagos egyensúlyi állapotot, a magma aktivizálódott és helyi túlnyomásos állapot állt elő. Az ellentétes irányban mozgó tömegek elnyíródási felületei a köpenyig hatoltak. A merev kéregrészekben enyhe alá-, ill. rátolódási övezetek keletkeztek. Az alacsony viszkozitású, mozgékony bazaltos magma felnyomulási pályákon (régebbi törésvonalak mentén) hatolt a felszínre.

JUHÁSZ Á. (1985, 1987) szerint a Kárpátok belső vulkáni koszorúja szigetívnek fogható fel. A szigetívek mögötti szegélymedencék hőárama mindig rendkívül magas. Ezek a 900–1200 °C-os hőáramok a kéreg alsó részét elvékonyították. A vulkanizmus jelentős hővesztéssel járt, ezért a kéreg összehúzódott, a zsugorodott, elvékonyodott kérgen pedig széthúzásos törések keletkeztek. Ezek a széthúzásos törésvonalak szolgálták a bazaltos termékek felnyomulási pályájaként. A bazaltos magma az alábukó lemez mély, köpenyszármazású közeteinek olvadéka.

VERESS M. (1989) mikrolemezek vízszintes és függőleges mozgásával magyarázza a terület bazaltvulkánosságát. Négy, a bazaltvulkanosságért felelős mikrolemez mutatott ki (a Kőszeg–mihályi-, a Dunántúli-középhegységi-, a Kisalföldi és a Mecsek–nagykőrösi mikrolemezek mint szerkezeti egységek). Ezek a lemezek a pannon végén aktívan mozogtak: részint ütköztek, részint egymással ellentétes irányban elmozdultak, részint pedig elfordultak. A mikrolemezek találkozási zónái a vulkánilag aktív területek. VERESS M. a



bazaltot a betolódott óceáni kéreg beolvadási termékének tartja. A lemezek eltérő módon vékonyodtak el, ezért süllyedő mozgásuk üteme, mértéke is eltérő volt.

A fenti megállapításokat a dolgozatban eddig feltárt törvényszerűségekkel egyeztetve a következőket állapítjuk meg:

A bazaltvulkánosság valóban finális vulkánosság volt, hiszen a Kárpátok kialakulását kísérő vulkáni tevékenységtől időben megkésve jelentkezett, területeileg pedig a szigetíves vulkáni tevékenységtől eltávolodott. A szigetív-zóna felől kiinduló, az asztenoszférában bekövetkező hőkiegyenlítő, konvekciós áramlások a területünkön tartózkodó lemezt elvékonyították. Az elvékonyult lemez közben kihűlt, zsugorodott, megrepedezett és mikrolemezekre esett szét. A keletkezett mikrolemezek egyrészt függőleges mozgást végeztek. Ezek üteme eltérő volt, az elvékonyodás mértékével volt arányos. A mikrolemezek másrészt vízszintes mozgást végeztek, a konvekciós áramlások „úsztatták” őket. A széthúzódnás törések, amelyek a mikrolemezeket kialakították, idő szerkezeti vonalak mentén jöttek létre. Ezek az újraéledt, idő szerkezeti vonalak, amelyek rendkívül mélyre hatolnak, adták a bazaltos termékek felnyomulási pályáit.

Először a Rába-vonal (a II. zónában) és a Balaton-vonal (az I. zónában) „szakadt fel”, azaz éledt újra, ami explóziós vulkánosság volt. A finális bazaltvulkánosságra nem jellemző az explóziós tevékenység (JUHÁSZ Á. 1987). Az explóziót valószínűleg az váltotta ki, hogy a pannon beltérrendszer még elborította területünket, az óriásrepedés mentén pedig a víz igen mélyre lejutott, roppant erejű gőztömeggé változhatott.

A további kéreghűlést újabb húzó feszültségek kísérték: először a Marcal-vonal (a II. zónában) és a Tapolcai-medence bonyolult törésrendszere „éledt fel”. A haldokló pannon beltérrendszer mélybehatoló vize még itt is explóziós vulkánosságot eredményezett, ami a beltérrendszer megszűnésével hamarosan befejeződött. A mikrolemezek bonyolult mozgásainak következtében viszont megindultak a lávaömlések. Az effúziós tevékenységért elsősorban a függőleges mozgások lehetnek a felelősek. A legélénkebb süllyedés – tehát a legélénkebb lemezköpeny beolvadás – az I.3. zónában volt. A folyamat az I.2. és a II.2. zónában már csak közepes mértékű, az I.1. és a II.1. zónában pedig jelentéktelen volt.

## *7. A vulkánromok kor szerinti csoportosítása*

A kutatók a vulkánosság korának megállapítását alapvetően kétfajta úton, relatív és ún. abszolút kormeghatározásokkal végezték.

Az első módszer alapja a fekü- és a közbetelepült rétegek elemzése volt (LÓCZY L. 1913; VITÁLIS J. 1913; SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1938; JUGOVICS L. 1954, 1971a,b, 1972; BORSY Z. et al. 1984). Az abszolút kormeghatározást a K/Ar módszerrel végezték (BALOGH K. et al. 1982; BORSY Z. et al. 1984).

Célszerű először a relatív kormeghatározások eredményeit áttekinteni.

A kisalföldi tufahalmok keresztarétegzett homokon ülnek. A tufában kavicsávok is előfordulhatnak. Többnyire rétegzettek, ami vízbehullásról tanúskodik. (A többség

tehát tufit.) Előfordulhat bennük fekvő helyzetű, megpörkölt, megégett fatörzszárvány. A megszemenesedett zárványdarabok tölgyfamaradványok, amelyek a mai éghajlatnál valamivel melegebb, szárazabb éghajlatra utalnak (BOKOR P. 1965). Ezek szerint a vulkánosság a Pannon-tenger elvonulása után következett be, amikor a területet beltőrendszer borította és az Alpok irányából megindult a kavicslerakódás.

A Tapolcai-medence területén a vulkáni anyagok fekvését BORSY Z. és mtsai (1984) vizsgálták. Itt is vízbe hullottak a vulkáni termékek. A területet a kiédesedő pannóniai beltő borította. A tufarétegek sok helyen pannóniai üledékeket zárnak közre. A fekü mindenütt a felsőpannóniai formáció része. A területen a *Congeria ungu lacprae-s* szintben kezdődött a bazaltvulkánosság (JÁMBOR Á. et al. 1981).

Egyetértünk BORSY Z. és munkatársai (1984) vélekedésével abban, hogy a fekü minőségének elemzésével nem végezhetünk pontos kormeghatározást. Ugyanis a kezdeti explóziós tevékenység megbolygathatta az eredeti felszín szerkezetét. Továbbá igen kevés a tanulmányozható feltárás és ezekben a feltárásokban sem biztos, hogy az eredeti településviszonyokat látjuk, hiszen a tömegmozgások eltorzíthatták azokat.

LÓCZY L. (1913) vetette fel először azt, hogy a vulkánok fekvésének tszf-i magassága és kora között összefüggés van. Minél magasabban ül a vulkánrom feküje, annál idősebb. Ugyanis a lepusztítható külső erők a felszín kőzetanyagát folyamatosan elhordták, lealacsonyították. Így az egymást időben követő vulkanitok egyre alacsonyabb térszínre települtek. BORSY Z. és mtsai (1984) viszont ennek ellenkezőjét vallják. Szerintük az idős vulkáni termékek alacsonyabb tszf-i magasságban találhatóak, mint a fiatalabbak. Ugyanis a vulkánosság kezdeti időszakában még folytatódott a pannóniai beltőrendszer feltöltődése. Így az időben egymást követő, egyre fiatalabb vulkáni termékek egyre feltöltöttebb, magasabb helyzetű területre települtek.

Ez a relatív kormeghatározási módszer is csak kellő kritikával vehető figyelembe (BORSY Z. et al. 1984). A hibalehetőségeket itt is a korábban felsorolt hatások adhatják.

A feküvizsgálatok egyértelműen bizonyítják, hogy a vulkánosság tufaszórással kezdődött. Az első vulkáni termékek vízbe hullottak. A sekély pannóniai beltőrendszerben képződtek a tufitok. Feküjük felsőpannóniai formáció. BORSYék (1984) adatsorából kitűnik, hogy a Balaton-parti (idősebb) halmokat képező tufák feküszintje 200–240 m, a rétegvulkánok alapját képező (fiatalabb) tufák feküszintje pedig 280–310 m-rel volt a tszf. Vagyis a kezdeti tufaszórás és a rétegvulkánok működése között annyi idő telt el, amennyi idő alatt a pannóniai beltőrendszerben 40–50 m üledék halmozódott fel.

Az ún. abszolút kormeghatározás eredményeit áttekintve látható, hogy mindkét dolgozat (BALÓGH K. et al. 1982; BORSY Z. et al. 1984) felveti a K/Ar módszer sokféle hibalehetőségét. A két munkában szereplő mintegy félszáz kőzetvizsgálat mégis jó eligazodást, tájékoztatást ad. Segíti a pontosítást a paleomágneses időskála is. A minta-elemzők kitűnő munkájából azt viszont hiányolhatjuk, hogy nem dolgoztak fel részletesen néhány bazaltos típus-hegyet, nem elemezték a vulkánokat rétegenként. Adataikból 3 hegyet sikerült a kívánt módon időbeliségben rekonstruálnunk (1. táblázat).

1. táblázat. Három vulkáni hegy korelemzése a K/Ar mérési adatok felhasználásával

Megnevezés	A minta helye	Kor, millió év	Megjegyzés
Somló	47–48 m	2,89 ± 0,20	A második jelentős bazaltömlés ideje
Somló	71–72 m	3,15 ± 0,35	Az első jelentős bazaltömlés ideje
Somló	115–116 m	4,07 ± 0,20	A tufaszórás idejének bazaltja
Kapolcs	45–50 m	3,84 ± 0,34	A bazaltömlés ideje
Kapolcs	70–75 m	4,22 ± 0,43	A tufaszórás idejének bazaltja
Kapolcs	85–91 m	4,50 ± 0,33	A tufaszórás idejének bazaltja
Uzsa	..	3,33 ± 0,25	Az első bazaltömlés ideje
Uzsa	..	3,79 ± 0,62	
Uzsa	..	3,96 ± 0,33	A tufaszórás idejének bazaltja
Uzsa	..	4,39 ± 0,63	A tufaszórás idejének bazaltja

.. = Meghatározása pontatlan

A következő 2. táblázat már az említett dolgozatokból a válogatott időadatokat csoportosítja, amelynek alapja a korábban felvetett vulkáni zónák rendszere. Létüket az abszolút kormeghatározás (K/Ar módszer) is igazolja.

2. táblázat. A vulkáni területek bazaltjainak K/Ar-módszeres koradatai  
(Átlagmérés több mérés esetén)

Zóna	Kor, millió év
<i>I.1.</i>	
Szigliget, Várhegy	4,65 ± 1,00
Szigliget, Külső-hegy	4,12 ± 0,12
Szigliget, Antal-hegy	4,35 ± 0,18
Fonyód, Várhegy	3,75 ± 0,15
<i>II.1.</i>	
Malomsok	5,02 ± 0,25
Marcaltó	4,61 ± 0,33
Várkesző	4,20 ± 0,20
<i>I.2.</i>	
Szentgyörgy-hegy	3,33 ± 0,22
Badacsony	3,59 ± 0,20
Gulács	3,65 ± 0,17
Csobánc	3,42 ± 0,41
Sümeprága	3,22 ± 0,30
Bazsi	3,79 ± 0,62
<i>II.2.</i>	
Kissomlyó	3,94 ± 0,20
Somló	3,42 ± 0,95
Ság-hegy	5,01 ± 0,25

A 2. táblázatot elemezve elmondhatjuk, hogy a vizsgált területeken a vulkánosság mintegy 5 millió éve kezdődött és azt az explóziós maar működés jellemezte. A két terület külső szélén volt aktív a vulkánosság. A produktumokat sok tufa és kevés láva építi fel. A tufaszórás kb. 1 millió évig tartott, a periódus végét (mintegy 3,5–4 millió éve) pedig az idős bazaltok igen kis mennyiségű feltörése jelzi.

Ezt követően a vulkánosság effúziós típusú lett, és beljebb vándorolt (az I.2., 3. és a II.2. területekre). Az I.1. és II.1. zóna inaktív lett, valószínűleg már csak posztvulkáni jelenségek (gejzirek) jelezték a vulkánok haldoklását. A vulkánosság második (effúziós) periódusa, amely 3,5 millió éve indult, eleinte kevés lávát termelt, ami sok helyen jött a felszínre (az I.2. és II.2. zónában). A tömeges lávaömlések ideje kb. 3 millió éve lehetett. Termékei az I.2., 3. és II.2. zónában vannak. Ez utóbbi a vulkáni zónának – kb. 2,5 millió évvel ezelőtti – haldoklását a hólyagos bazaltok és a vörös, salakos lávák megjelenése jelzi.

Régebben úgy vélték, hogy a vulkánok rövid ideig működtek és kevés számú (1–3) kitörésből épültek fel (LÓCZY L. 1913; VITÁLIS I. 1913; JUGOVICS L. 1967, 1976). Napjainkban igazolható, hogy egy-egy vulkán másfél–három millió évig is működött, számos kitörési ciklussal, amelyek azonban általában viszonylag kevés tufát, ill. lávát termeltek.

A K/Ar módszerrel észlelt bazaltok legidősebb kőzetei 5 millió évesek (Malomsok  $5,25 \pm 0,28$  millió év; a Ság-hegy  $5,01 \pm 0,25$  millió év). Az utóbbi adatról megjegyezhetjük, hogy a mintagyűjtők minden bizonnyal a tufaszórás idejének öreg bazaltját elemezték, hiszen a fiatalabb – 3 millió év körüli – bazaltokat már kibányászták és elszállították. Az abszolút kormeghatározást végző dolgozatok táblázataiban a legfiatalabb kőzet kora  $2,63 \pm 0,35$  millió év. Végeredményben tehát a finális bazaltvulkanizmus a Dunántúlon mintegy 2,5 millió évig volt aktív.

#### *8. A vulkáni termékek fizikai vizsgálata*

*A vulkáni hegyek alapját és környezetét képező kőzetek kétfélek:* egyrészt laza üledékek (pleisztocén kavics, ill. pannóniai homok, agyagos homok és agyag), másrészt mezozoos szálban álló kőzetek (mészkövek, dolomitok). A vulkáni hegyek alapját és környezetét képező kőzetek alapvetően megszabták a vulkanitok keletkezését, anyagi minőségét és a későbbi sorsukat.

A pleisztocén felkavicsolódás a Kisalföldön betemette a tufahalmokat és a tufa-gyűrűket, ezzel konzerválta és megőrizte a tufakőzeteket és az egykori formakincset. Az Alpok kristályos és karbonátos kőzeteiből származó laza pannóniai anyagok a Pannon-tengerben képződtek. A heves, gázdús tufavulkánosság ezeket az anyagokat felragadta és a bazaltos anyagok közé keverte. A karbonátos eredetű pannóniai anyagok megjelenése a tufákban okozhatja azok magas CaO tartalmát. A kristályos kőzetliszt beépülése a tufákba pedig azok magas SiO<sub>2</sub> tartalmát eredményezte. A laza pannóniai anyagok könnyen áldozatul estek a külső erők pusztító munkájának, ezért az ilyen térszínen lévő vulkánok tanúhegyekké váltak. A pannóniai fekvő magas CaCO<sub>3</sub>-tartalma kedvez a pszeudo-karszt jelenségek kifejlődésének. A bazaltos pajzsok alatt jelentkező pszeudo-karsztosodás azok pusztulását felgyorsítja (ESZTERHÁS I. 1988). A laza pannóniai anyagok víztározó képessége jó. Ezért közvetlenül a laza felszínre települt lávák víztartalma magas (JUGOVICS L. 1976). JÁMBOR Á.–PARTÉNYI Z.–SOLTI G. (1981)

feltételezik, hogy az 1,5–2,0 km vastag, vízgazdag neogén üledékösszlet nagymértékben megnövelte a vulkánosság explozivitását.

Érdekes, hogy a *vulkanitok* fizikai tulajdonságairól a modern bazaltos tanulmányok hallgatnak, így e kérdésben kénytelenek vagyunk félévszázados – vagy még régebbi – művekre (HOFFMANN K. 1875; BÖCKH J. 1878; FERENCZI I. 1924; JUGOVICS L. 1954) és saját megfigyeléseinkre hagyatkozni.

A *tufák* fizikai tulajdonságaik szerint kétfélék. Az első csoportba a *világos tufák* tartoznak. Anyaguk zömben vulkáni hamu, exogén és endogén zárványuk kevés. Rétegzett tufitok, színük szürkés. A bazaltkúpok, bazalthalmok piroklasztikumai az I.1. és II.1. zónákban jelentkeznek általában. Hasonló tulajdonságú a záróvulkánosság tufaínak fizikai szerkezete is.

A második csoportba a zárványgazdag *sötét tufák* tartoznak. Exogén zárványaik változatosak, a permtől a pannóniai korúig minden előfordulhat bennük. Endogén zárványokban is gazdagok. Rengeteg bennük a felragadott láva, sok a kőbomba, a kőblokk. Ritkábban rétegzett, zömében tömeges kifejlődésűek, színük barnás, barnászörös vagy sötétszürke. Ez a tufaféleség a tufagyűrűk építőanyaga. A rétegvulkánok tufaalapja is sötét tufa, amely az I.2. és a II.2. zónákban jellegzetes.

Az *effúzív vulkánosság* termékeit JUGOVICS L. alapján csoportosíthatjuk fizikai megjelenésük szerint. Végeredményben itt is beszélhetünk sötét (fekete és sötétszürke) bazaltokról, valamint világos (világosszürke) lávákról. (Ismeretes, hogy a kőzet színe és kémiai összetétele között összefüggés van. Ez a csoportosítás ezért a következő fejezetben kap különös jelentőséget.)

A lemezes, vagy rétegzett szerkezetű *sötét bazaltok* kis mennyiségben fordulnak elő. Színük alacsony  $\text{SiO}_2$  tartalomra utal. A tufagyűrűkben jelentkező kis pajzsok anyaga ilyen sötét színű, de a legtöbb lávaépítésű hegyben is előfordul sötét bazalt.

A *világos bazalt* a tömegesen felszínre jövő lávák anyaga, színük a magasabb  $\text{SiO}_2$  tartalomra utal. A lemezes-réteges szerkezet mellett az oszlopos, gömbhéjas elválás is jellemzi őket. A világos bazalt a nagyobb hegyek általános építőanyaga. A rétegvulkánokban és a bazalttakarókban ez a kőzet a fő hegyépítő.

Újabb csoportot képeznek a *fumarolás* időszak bazaltjai. Az ebben az időszakban felnyomuló lávák teléreket, szilleteket alkotnak. A laza, idegen kőzetek közé diszkordánsan, ill. pennakordánsan települtek, vagy a vulkanitok közé nyomulva doleritesedtek. JÁMBOR Á.–PARTÉNYI Z.–SOLTI G. (1981) szerint feltűnően magas a  $\text{SiO}_2$  tartalmuk. Színük erősen világos szürke (mint az ún. szibériai bazaltoké). Ennek az időszaknak a termékei a hopoka-anyagok. Salakos szövetűek, szürkészörös, lilás-vörös színűek. Magas az oxidációs fokuk és a vastartalmuk is. A hopokák az I.2. 3. és a II.2. zónában a bazaltos hegyek tetején lévő kis kúpok (Somló, Badacsony, Haláp, Kab-hegy stb.). Ha már lepusztultak, akkor a vulkáni kürtőben még megtalálhatók (Ság-hegy).

A *posztvulkánosság időszakából származó kőzetek* a kovasavas-karbonátos gejziriterek (Tihany és Pula). Ennek az időszaknak az emléke a sarvalyi telér hasadékaiban talált aragonit. Posztvulkáni működéssel kapcsolatos az alginit képződés is (Pulán és Gércén). Láthatjuk, hogy a posztvulkánosság általában a tufagyűrűkhöz kötött.

## 9. A vulkáni anyagok kémiai összetételének változásai

JUGOVICS L. (1976) utolsó dolgozatában közreadta az életében összegyűjtött kémiai elemzéseket. A 154 elemzésből a pontosan azonosítható 74 mintát kiválogattuk és ezeket csoportosítottuk. A csoportokat a vulkanitok kora, ill. anyagi (fizikai) minősége szerint alakítottuk ki. A 9 csoportot a 3–11. táblázatban tanulmányozhatjuk.

3. táblázat. Az idős bazaltufák kémiai összetétele %-ban

Előfordulási hely	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
Magyargencs	40,96	14,28	4,75	9,81	0,49	1,48
Egyházaskesző	40,68	12,88	5,95	10,80	0,42	1,59
Sabar-hegy	42,60	20,33	4,92	11,55	2,03	0,52
Zánka	43,36	15,55	7,45	10,58	1,49	1,02
Szentgyörgy-hegy	48,67	14,15	6,37	6,16	1,61	0,96
Átlag:	43,25	15,43	5,88	9,78	1,20	1,10

4. táblázat. Az idős tufák bazaltzárványainak kémiai összetétele %-ban

Előfordulási hely	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
Szigliget, Öregerdő	45,90	16,74	8,22	8,33	3,61	1,68
Antal-hegy	47,13	16,03	6,95	8,91	3,18	1,93
Szőld-hegy	45,07	14,42	12,63	8,80	2,52	1,85
Hármas-hegy	42,12	15,92	8,10	8,57	1,98	1,21
Szentbékállá	43,60	16,19	11,56	9,72	1,49	1,02
Átlag:	44,76	15,86	9,49	8,86	2,55	1,53

5. táblázat. Az idős tufák bazaltömlés-anyagának kémiai összetétele %-ban

Előfordulási hely	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
Kis-Somlyó	43,54	16,59	8,28	10,41	4,55	2,37
Kis-Somlyó	36,68	16,59	8,28	16,27	1,59	2,07
Hercseg-hegy	43,36	16,28	10,87	9,28	3,07	2,19
Hercseg-hegy	44,69	12,25	7,37	9,50	2,97	1,02
Átlag:	42,06	15,42	8,70	11,36	3,04	1,91

6. táblázat. A fekete és a sötétszürke bazaltok kémiai összetétele %-ban

Előfordulási hely	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
Hegyesd	45,99	16,06	7,43	9,51	2,62	2,47
Tik-hegy	44,38	16,13	8,75	10,43	2,18	2,19
Dugac-hegy	43,51	17,22	8,03	10,45	3,36	9,62
Sóstó-hegy	45,60	15,15	8,27	9,79	3,30	2,09
Szigliget	45,70	14,90	8,30	10,27	2,86	2,20
Gulács	45,83	15,12	8,04	9,47	3,40	2,78
Csobánc	46,19	13,05	8,76	8,96	3,49	2,39
Köves-hegy	45,48	16,07	8,36	9,13	3,34	2,22
Hegyes-tető	44,02	16,27	7,89	10,25	3,59	2,49
Fekete-hegy	46,56	16,42	6,93	8,70	3,27	2,43
Fertős-hegy	44,14	18,75	7,95	9,39	3,47	2,09
Szebike	46,64	17,98	6,98	9,70	3,55	2,22
Sümegprága	45,35	14,48	8,44	8,66	3,53	2,78
Sorvály-hegy	45,14	15,67	8,50	9,50	3,17	2,57
Prága-hegy	44,38	14,05	7,46	9,48	3,53	2,55
Sorvály-hegy	44,55	15,60	7,83	9,40	3,30	2,52
Tátika	45,79	18,53	7,74	9,65	3,59	2,56
Kovácsi-hegy	45,86	16,13	6,79	9,38	3,98	2,19
Várott-hegy	45,55	15,18	7,81	9,70	3,85	2,30
Kis-Somlyó	43,54	16,59	8,28	10,41	4,55	2,37
<i>Átlag:</i>	<i>45,34</i>	<i>15,98</i>	<i>7,99</i>	<i>9,51</i>	<i>3,31</i>	<i>2,31</i>

7. táblázat. A világosszürke bazaltok kémiai összetétele %-ban

Előfordulási hely	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
Dobos-hegy	43,13	15,28	7,95	8,35	3,28	2,10
Kistó-domb	46,14	14,74	8,81	10,57	2,88	0,61
Ócs-hegy	50,03	16,90	7,28	8,61	3,36	1,69
Gyertyános-hegy	47,48	14,65	8,04	8,72	3,52	1,63
Sóstó-hegy	45,87	14,92	7,51	9,98	3,54	1,45
Köleskepe-árok	47,87	15,54	7,45	8,02	3,66	2,17
Kab-hegy (Úrkút)	47,80	16,05	6,93	8,82	3,26	1,94
Kab-hegy (Veréb-tó)	49,45	17,40	6,59	8,69	3,42	1,92
Kapolcs	47,57	16,10	7,18	8,65	3,01	2,23
Láz-hegy	46,76	18,24	7,84	8,71	3,12	1,94
Szebike	44,75	16,87	8,00	9,82	3,60	2,32
Tátika	46,93	14,47	7,59	8,70	3,18	2,04
Vindomyszőlős	46,29	15,00	7,96	8,32	3,30	2,29
Várott-hegy	45,44	17,75	8,00	9,62	3,26	2,80
Kopácsi-hegy	46,33	15,68	7,15	8,65	3,09	2,34
Bükk-hegy	45,77	17,54	5,52	8,85	3,67	2,38
Somló	47,96	14,92	6,02	8,18	4,77	2,13
<i>Átlag:</i>	<i>46,79</i>	<i>16,00</i>	<i>7,40</i>	<i>8,89</i>	<i>3,40</i>	<i>1,99</i>

8. táblázat. A doleritek kémiai összetétele %-ban

Előfordulási hely	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
Ság-hegyi doleritek átlagai	49,50	15,46	3,63	7,75	3,93	2,99

9. táblázat. A fiatal (záróvulkánosság) tufáinak kémiai összetétele %-ban

Előfordulási hely	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
Somló	64,60	14,98	2,04	1,88	0,74	2,67
Haláp	51,34	14,92	3,56	9,37	3,13	0,64
Szentgyörgy-hegy	48,39	12,70	6,23	7,65	1,13	1,67
Átlag:	54,77	14,20	3,94	6,30	1,66	1,66

10. táblázat. A hólyagos bazaltok kémiai összetétele %-ban

Előfordulási hely	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
Haláp	48,12	7,53	4,43	8,04	2,87	1,75
Kab-hegy	47,66	17,38	6,54	8,26	2,83	1,96
Szentgyörgy-hegy	46,40	16,85	6,49	7,70	3,89	2,03
Boncos-tető	46,59	18,96	6,54	8,78	3,62	1,66
Boncos-tető	46,96	16,45	6,78	8,98	2,97	1,10
Somló	47,40	15,16	6,23	8,83	3,19	1,67
Átlag:	47,18	15,05*	6,16	8,43	3,23	1,69

\* Haláp nélkül: 16,96

11. táblázat. A hopokaanyagok kémiai összetétele %-ban

Előfordulási hely	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	Ca <sub>2</sub> O
Kab-hegy	46,74	21,26	2,20	6,93	2,70	2,15
Kopácsi-hegy	44,63	13,23	16,73	7,94	2,87	1,57
Láz-hegy	46,94	17,27	4,72	7,15	1,91	1,60
Átlag:	46,10	17,25	7,88	7,34	2,49	1,77

A táblázatokban azoknak az elemeknek oxidjait tüntettük fel, amelyek a bazaltok értékelése szempontjából fontosak, ill. szabályszerű változást mutattak az egyes kőzetcsoportokat vizsgálva. A kilenc táblázat összegzését a 12. táblázat tartalmazza. Ebben a táblázatban elkülönítettük az idős vulkanitokat (az explóziós időszak tufáit, lávazárványait és csekély lávafeltöréseit), majd az effúziós időszak termékeit (a kezdeti kevés produktumokkal jelentkező fekete és sötétszürke lávákat és a tömeges lávaömlések időszakának világosszürke bazaltjait), végül a haldokló, fumarolás vulkánok termékeit (a fiatal tufákat, a hólyagos bazaltokat, a hopoka-salakokat). Egy hegy (a Somló) bazaltját



átfúrták, egy másik hegy (a Ság-hegy) bazaltját pedig teljességgel feltárták. A két hegy gazdag mintaelemzését a 13. táblázat tünteti fel. Az egyes oxidok változásai az alábbiak szerint alakultak:

1. A  $\text{SiO}_2$  változásai. A 12. táblázat egyértelműen bemutatja, hogy a  $\text{SiO}_2$  tartalom a vulkánosság előrehaladtával folyton nőtt. (Az explóziós időszakban – kerekítve – a kőzet 42–44%-a, az effúziós időszakban 45–46%-a  $\text{SiO}_2$ .) Ugyanez a szabályszerűség bontakozik ki a 13. táblázatból is: minél idősebb egy láva, annál kevesebb a  $\text{SiO}_2$  tartalma. A vulkanizmus előrehaladtával emelkedik a  $\text{SiO}_2$  érték.

12. táblázat. Összefoglaló a bazaltok kémiai összetételének %-os megoszlásáról

Megnevezés	Eredet	$\text{SiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	MgO	CaO	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$
1. Idős tufák	Az explóziós (maarműködés) anyagai	43,25	15,43	5,88	9,78	1,20	1,10
2. Az idős tufák bazaltzárványai		44,76	15,86	9,49	8,86	2,55	1,53
3. Az idős tufák bazaltos foltjai	Az effúziós működés anyagai	42,06	15,42	8,70	11,36	3,045	1,91
4. Fekete és sötétszürke lávák		45,34	15,98	7,99	9,51	3,31	2,31
5. Világosszürke (tömeges) lávák		46,79	16,00	7,40	8,89	3,40	1,99
6. Doleritek	A haldokló (fumarolás működés) termékei	49,50	15,46	3,63	7,75	3,93	2,99
7. Fiatal (záróvulkánosság) tufák		54,77	14,20	3,94	6,30	1,66	1,66
8. Hólyagos bazaltok		47,18	16,96	3,63	7,75	2,23	1,69
9. Hopoka (fumarola tevékenység) salakja		46,10	17,25	7,88	7,34	2,49	1,77

13. táblázat. Két bazaltos hegy effúziómainak kémiai összetétele %-ban

Megnevezés	$\text{SiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	MgO	CaO	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$
Somló felszínközel	48,51	16,22	6,20	8,32	3,45	1,56
kb. 25 m	48,85	15,24	5,52	8,63	4,14	1,38
kb. 45 m	48,82	14,91	7,04	8,25	3,54	1,98
kb. 61 m	47,89	15,86	7,45	8,45	3,84	1,95
kb. 105 m	48,03	15,33	8,01	8,45	3,42	2,10
kb. 116 m	47,60	10,72	6,48	9,99	2,76	2,40
kb. 120 m	47,39	14,78	4,28	9,03	2,22	1,98
Ság-hegy						
„Alsóbazaltok” átlagértékei	48,16	15,23	9,01	9,07	3,05	1,85
„Felsőbazaltok” átlagértékei	48,85	14,40	8,05	9,06	4,08	1,39
Doleritek átlagértékei	50,65	16,65	2,95	6,61	4,57	3,07

A jelenség nagyon érdekes. Elméletileg pontosan a fordítottját várnánk: a finális vulkánosság ugyanis a  $\text{SiO}_2$  folyamatos csökkenését kellene, hogy eredményezze. A folyamat úgy magyarázható, hogy a sötét bazaltok óriási mélységből, nagy sebességgel törtek a felszínre. Ezek a finális vulkánosság igazi képviselői:  $\text{SiO}_2$ -szegény, olvadt köpeny-anyagok. Valószínűleg a függőleges mozgásokkal „felpréselt”, a kérget átszelő,

a felső köpenybe is behatoló vetősíkok mentén a felszínre törő láváról van szó. A világos bazaltok már az asztenoszféra hőáramaival megolvastott felsőköpeny-, még inkább kéreganyagok.

2. Az  $Al_2O_3$  változásai. Az összesítő táblázatból kiolvasható, hogy az  $Al_2O_3$  a vulkánosság előrehaladtával nő. Az explóziós működések 15,5%-os, az effúziós időszak 16%-os, a fumarolás időszak 16,5%-os értékeket mutat. Ezt az állítást a Somló és a Ság-hegy elemzésértékei is alátámasztják (13. táblázat).

3. Az  $MgO$  változásai. Az  $MgO$  változásai az  $Al_2O_3$  változásaival ellentétes tendenciát mutatnak (12., 13. táblázat). Egy-két zavaró adattól eltekintve a kezdeti 9%-ról közel 3,5%-ra csökken – kerekítve – az érték.

4. Az  $Al_2O_3$ – $MgO$  arány változása is fontos paraméter. Az explóziós időszakban:  $Al_2O_3:MgO = 15,5:9$ ; az effúziós időszakban:  $Al_2O_3:MgO = 16:7,5$ ; a fumarolás tevékenység idején pedig  $Al_2O_3:MgO = 16,5:3,5$ .

Ezek az eredmények is igazolják, ill. pontosítják a fenti állításunkat. Az a tény, hogy az idő múlásával nő az  $Al_2O_3$ -tartalom, ill. csökken a  $MgO$ -tartalom a bazaltlávában, csakis azt jelentheti, hogy a szilárd kéreg egyre felszínközeli anyagait olvasztotta magába a felhatoló magma.

5. Az  $Na_2O$  változásai. A vulkáni tevékenység előrehaladtával a  $Na_2O$  értéke emelkedik. A kezdeti tufaszórás 1% körüli értéke az utolsó lávafeltörésig közel 4%-ra emelkedik. A Somló és a Ság-hegy bazaltjának  $Na_2O$  tartalom változásai is alátámasztják állításunkat. (Érdekes, hogy a fumarolás időszakban az  $Na_2O$  tartalom visszaesést mutat.)

6. A  $K_2O$  változásai. A  $Na_2O$ -hoz hasonlóan alakul: egyre növekvő értéket mutat (az explóziós időszak 1%-os értéke az effúziók időszakában mintegy 3%-ra emelkedik). A fumarolás időszakban a  $K_2O$  is visszaeső értékeket mutat. (A Ság-hegy – és különösen a Somló – nem mutatja egyértelműen a fent vázolt tendenciát.)

A  $Na_2O$  és  $K_2O$  aránya is fontos mutatója a bazaltok kémiai elemzésének. JUGOVICS L. eredményeivel nem igazolható BALOGH K. és munkatársainak (1982) állítása, miszerint az explóziós időszakban a K aránya meghaladta az Na arányát. (A 154 elemzés között 3 olyan akadt, ahol a  $K_2O$ -os aránya magasabb volt, mint az  $Na_2O$ -é.)

Az átlagolási eredmények azt mutatják (12. táblázat), hogy a tufákban az arány:  $Na_2O:K_2O = 1:1$ ; a lávákban pedig  $Na_2O:K_2O = 1,5:1$ . (Érdekes, hogy a fiatal tufákban is 1:1, a fumarolás salak- és lávaanyagokban pedig 1,5:1 az arány.)

A  $Na_2O$  és a  $K_2O$  értékeinek emelkedése is alátámasztja, hogy a láva az idő múlásával egyre több kéreganyagot tartalmaz. (A bazaltkőzet  $Na_2O$ - és  $K_2O$ -tartalma emelkedő tendenciájában közelít a kéreg 3,71%-os, ill. 3,11%-os értékeihez.) A Na túlsúlya a K felett is a fenti tényt húzza alá.

7. A  $CaO$  értékek alakulása. A kezdeti (explóziós) vulkánosság  $CaO$  értékei viszonylag magasak. Ennek az az oka, hogy a vulkanitok közé nagy mennyiségű laza üledék (elsősorban pannóniai üledék) keveredett. A pannóniai anyagok  $Ca^{++}$  tartalma magas. A tufák az idők során átalakultak, elmállottak (agyagosodtak, bentonittá alakultak (BORSY Z. et al. 1984) és a kialakuláskor csak elegyként tartalmazott kalcium tartalmú

homok kalciumját kémiaiilag átvették, megkötötték. Érdekes az a tény, hogy a lávák CaO tartalma is messze meghaladja a kéreg CaO-átlagát (aminek értéke 5,10%).

### Befejező megjegyzések

A természetben abszolút törvényszerűségek nem léteznek. A mi általunk feltárt szabályszerűségek alól is adódik számos kivétel. Viszont a vázolt *törvényszerűségek tendenciái* igazak, mert a sokféle felsorakoztatott törvényszerűség összesség.

A fenti sokrétű elemzésen túl másfajta kutatásokat is végeztünk. Megvizsgáltuk pl. azt, hogy a geotermikus grádiens és a vulkánosság területi elhelyezkedése között milyen kapcsolat van. Nem találtunk összefüggést! Figyeltük az egyes kőzetek foszfortartalmának változásait is. Ezek eltéréseiben nem találtunk szabályszerűséget. A víz és a széndioxid változásait figyelve elméletünkhöz bizonyítékul felhasználható szabályszerűsége nem akadunk.

Szerettük volna a kőzetek ásványtani felépítés szerinti vizsgálatát is elvégezni. Kívánatos lett volna ebből olyan táblázatokat szerkeszteni, mint amelyet a kémiai elemzésnél készítettünk. Sajnos, erre vonatkozóan csak kevés adatot találtunk. Ezek használhatatlanságát csak fokozta, hogy a minták megnevezése, a mintavétel helyének pontos leírása hiányzott. JUGOVICS L. utolsó dolgozatában (1976) említette, hogy tervezi a bazaltok ásványi felépítését tartalmazó gazdag gyűjteményének csoportosított közreadását. Érdemes lenne ezt a posthumus-munkát elvégezni!

### IRODALOM

- BALOGH K. et al. 1982. A dunántúli bazaltok K/Ar kora. – MÁFI Évi Jelentése 1980-ról, pp. 243–260.
- BOKOR P. 1965. A kislalföldi bazaltvulkáni romok geomorfológiája. – Földr. Ért. 14. 3. pp. 319–332.
- BOKOR P. 1974. A bazaltvulkáni romok területi elhelyezkedése. – MTA Földrajtud. Kut. Int. belső kiadványa, 52 p.
- BOKOR P. 1988. Bazaltvulkáni romjaink morfometrikus elemzése. – BDTF Tudományos Közleményei, VI. Szombathely, Természettudományok 1. pp. 205–225.
- BOKOR P. 1990. A bazaltos tanúhegyek rekonstrukciója. – BDTF Tudományos Közleményei, VII. Szombathely, Természettudományok 2. pp. 145–162.
- BORSY Z. és mtsai 1984. Újabb adatok a Tapolcai-medence fejlődéstörténetéhez. – Acta Geographica Debrecina, Tom. XXIII. pp. 79–104.
- BÖCKH J. 1878. A Bakony déli részének földtani viszonyai. – Földt. Int. Évk. III. pp. 172–180.
- BULLA B. 1962. Magyarország természeti földrajza. – Tankönyvkiadó, Bp. pp. 38–40.
- CHOLNOKY J. 1937. Balaton. – Franklin Társulat, Bp. pp. 97–113.
- ERDÉLYI F. J. 1937. Eötvös és munkatársainak mérései a Sághegyen. – Mat. Term. Tud. Ért. LVI. pp. 1214–1235.
- ESZTERHÁSI I. 1988. A bazaltmezők pszeudokarszt-jelenségei. – Az oktatási intézmények karszt- és barlangkutató tevékenysége II. Országos Konferenciájának kiadványa, BDTF, Szombathely, pp. 39–41.
- FERENCZI I. 1924. Geomorfológiai tanulmányok a Kis Magyar Alföld déli öblében. – Földt. Közl. 1. pp. 2–37.
- HOFFMANN K. 1875. A Déli-Bakony bazaltkőzetei. – Földt. Int. Évk. III. pp. 140–148.
- JÁMBOR Á.–PARTÉNYI Z.–SOLTIG. 1981. A dunántúli vulkanitok földtani jellegei. – MÁFI Évi Jelentése 1979-ről, pp. 68–92.

- JUGOVICS L. 1916. Az Alpok keleti végződése alján és a vasvármegyei Kis Magyar Alföldön felbukkanó bazaltok és bazalttufák I–II. – Földt. Int. Évi Jelentése 1915–1916-ról, pp. 49–73. és 63–76.
- JUGOVICS L. 1954. A Déli-Bakony és a Balatonfelvidék bazaltterületei. – Földt. Int. Évi Jelentése 1953-ról, pp. 65–87.
- JUGOVICS L. 1967. A dunántúli bazalt- és bazalttufa területek. – MÁFI Évi Jelentése 1967-ről, pp. 75–80.
- JUGOVICS L. 1971a. A Balaton-felvidék és a Tapolcai-medence bazaltterületeinek felépítése. – Földt. Int. Évi Jelentése 1968-ról, pp. 223–244.
- JUGOVICS L. 1971b. A Kab-hegy és a körülötte települő bazaltterületek. – Földt. Int. Évi Jelentése 1968-ról, pp. 245–265.
- JUGOVICS L. 1972. A Kisalföld bazalt- és bazalttufa előfordulásai. – Földt. Int. Évi Jelentése 1970-ről, pp. 79–101.
- JUGOVICS L. 1976. A magyarországi bazaltok kémiai jellege. – MÁFI Évi jelentése 1974-ről, pp. 431–468.
- JUHÁSZ Árpád 1985. Lemeztektonika. – Tankönyvkiadó, Bp. 102 p.
- JUHÁSZ Árpád 1987. Évmilliók emlékei. – Gondolat Kiadó, Bp. pp. 137–141.
- KULCSÁR L.–GUZINÉ S. A. 1962. A celldömölki Ság-hegy vulkánja. – Acta Geographica Debrecina, Tom. 1. pp. 62–75.
- LÓCZY L. 1913. A Balaton környékének geológiai képződményei. – A Balaton Tud. Tanulm. Eredm., I.1.1. szakasz.
- PRINZ GY. 1942. Magyarország földrajza. – Budapest, pp. 42–45.
- SOLTI G. 1981. A Pulai gejzirit. – MÁFI Évi Jelentése 1979-ről, pp. 241–246.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E. 1938. Geologie der rumpfungerländischen Kleinen Tiefebene. – Mitt. Berg. Hüttenmänn. Abt. Joseph Univ. Sopron, 64 p.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1958. A vulkáni hegységek kutatásának néhány alapkérdéséről. – Földt. Közl. 3. füzet, pp. 416–443.
- VADÁSZ E. 1957. Földtörténet és földfejlődés. – Akadémiai Kiadó, Bp. pp. 594–601.
- VARRÓ K. 1953. A nyugat-dunántúli teraszhomokok és bazaltok közzettani vizsgálata. – MÁFI Évi Jelentése 1950-ről, pp. 285–293.
- VERESS M. 1989. Vas megye területének fejlődéstörténeti vázlata. – Vasi Szemle, 43. pp. 9–14.
- VITÁLIS I. 1913. A balatonfelvidéki bazaltok. – A Balaton Tud. Tanulm. Eredm. I. 1. Ásványtani függelék

## GENERAL FEATURES OF BASALTIC VOLCANISM IN TRANSDANUBIA

by *P. Bokor*

### *S u m m a r y*

The Transdanubian basaltic volcanic activity presents several regularities.

There are two volcanic areas in Hungary between the southern shore of Lake Balaton and the Slovak border, separated by a zone free of volcanic activity (*Figs 1a* and *1b*). There are subzones in both volcanic areas, according to the location of volcanic products. On the southern shore of Lake Balaton and in the Rábaköz interfluvium only tuffs are found. Both tuffs and lavas occur in the Tapolca Basin, on the Balaton Uplands and along the Marcal river. In the Bakony Mountains, however, basaltic hills are built up exclusively of lava.

The amount of basalts also varies by zones. In the southern area the number of eruptions and the amount of mountain-building rock increase in southern direction. As a consequence, the shape and forms of hills are also adjusted to the belts described above. The small volcanic cones are replaced by tuff rings and then we reach the zone of residual hills (*buttes*) and finally the lava mantles come.

Zones of explosion occur in both areas, on tuff fields. The early explosional activity of buttes was followed by effusional volcanism. In the area of lava mantles only effusion is characteristic.

The oldest volcanic products are found in the tuff zone. Explosions started 5 million years ago and were replaced by effusion ca 3.5 million years ago. Volcanoes became extinct 2.5 million years ago, but postvolcanic activities survive to our days. It can be concluded from the above that volcanic activity shifted in space and time: in the southern area towards north and in the northern area towards south frontally.

When volcanism ended in the Carpathian island arc, a strong climatic deterioration ensued in the area beyond. The cooled plate, thinned by the magma flows in the asthenosphere, began to contract, crack and fall into microplates. The deep lineaments (Balaton line and Rába line) conducted the water of the Pannonian Inland Lake into the depth. This resulted in explosion. Then tectonic plates began to subside and press magma upwards and this led to effusions in the foreland of subsidences.

During volcanism the  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  and  $\text{K}_2\text{O}$  contents of volcanites tend to grow and at the same time  $\text{MgO}$  content is reduced (Tables 3–13). This points to an initial upward migration and effusion of mantle materials, while later this was replaced by crust materials.

Translated by D. LÓCZY

**Pécsi Márton: Geomorfológia és domborzatminősítés.** – Elmélet, Módszer, Gyakorlat 53. MTA FKI, Budapest, 1991. 296 old.

Az MTA Földrajztudományi Kutató Intézet házi kiadásában megjelent gyűjteményes kötet cím- és hátlapját a Dunakanyar 1958-ból származó, még a nyaralóépítés, a megnövekedett idegenforgalom és a Dunának az erőműépítkezéssel összefüggő elgátolása előtti, „békebeli” állapotokat tükröző fényképei díszítik.

Ennek talán jelképpértéke is van: innen indult PÉCSI Márton pályája, illyennek látta ezt a megkapó tájat, amikor kandidátusi értekezését, majd a belőle készült, egy igen értékes – lassacskán már klasszikusnak számító – monográfiásorozatot indító „A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalakitása” c. könyvét írta. Anyaggyűjtés közben gyakran élt az akkor általában művelt terepi megfigyelés módszerével.

PÉCSI professzor neve az azóta eltelt három és fél évtizedben folyamatosan ott szerepelt a földrajzi és rokontudományi szakfolyóiratok szerzői között. Kutatói munkája mellett rendszeresen vállalt oktatói feladatokat is, amikor alapvető geomorfológiai fogalmak, jelenségek, folyamatok meghatározását, magyarázatát adta. Más alkalmakkor nemzetközi fórumokon, ill. Magyarország felszínét bemutató kiadványokban, útvonalvezetőkben, térképmagyarázóknak foglalta össze a magyar földrajzban elért legfontosabb eredményeket, a hazai földrajztudományban kidolgozott új irányzatokat. Céljukból fakadóan ezek a munkák gyakran idegen nyelveken jelentek meg, magyarul eddig nem voltak hozzáférhetők.

A gazdag életmű említett darabjaiból – MAROSI Sándor gondos szerkesztői tevékenységének eredményeként – egy olyan „geomorfológiai olvasókönyv” állt össze (ahogyan a szöveg előkészítése idején nevezték), amelyet a földrajz szakos egyetemi hallgatók, ill. a pályájuk elején állókutatók, tanárok haszonnal forgathatnak.

Az első három értekezésben a felszíni vizek munkájáról esik szó. Először a folyóvízi (és röviden a tengerparti) erózió fogalmairól és formáiról kapunk összefoglalót, majd az általános természetföldrajzi ismeretek alkalmazása következik egy konkrét feladat megoldására, a Duna-teraszok fejlődéstörténetének feltárására. Ehhez a fejezethez kellett a legtöbb „felfrissítő” lábjegyzetet illeszteni, ami azt mutatja, hogy a kutatás a cikk első megjelenése óta tovább folyik, állandóan újabb adatok és értelmezések merülnek fel – mint ahogyan ez már a tudományos munkában lenni szokott.

Kifejezetten tankönyvrészletnek készült a felszínmozgások folyamatok rendszerét bemutató értekezés. Mint PÉCSI M. egyéb munkáiban, itt is szervesen egybeszővődnek a klasszikus magyar (ez esetben leginkább CHOLNOKY J. műveiből) és a nemzetközi irodalomból merített tudásanyag, valamint a szerző saját vizsgálódásaiból tett megállapítások. A tanulmány a formák után a folyamatokra, a lejtőfejlődést befolyásoló tényezőkre összpontosít, amelyeket hasonló rendszerezettséggel vesz sorra. Itt adja meg az általa bevezetett gyűjtőfogalom, a derázió értelmezését.