

Tanulmányok Erdély földtanából

A poszteruptív felszínfejlődés néhány sajátos formája a Hargita vulkáni vonulatában

Some specific aspects of postvolcanic relief evolution in the Harghita Mountains

Aspecte specifice ale modelării posteruptive în Munții Harghita

SCHREIBER, Wilfried Eckart¹ – UNGER Enikő²

(7 ábra, 1 táblázat)

Tárgyszavak: szerkezetmorfológiai egységek, elsődleges vulkáni felszín, folyóvízi erózió, morfológiai és földtani határ, völgytalp, kaptúra

Keywords: geomorphologic levels, primary volcanic surfaces, fluvial erosion, morphological and geological limit, valley floor, capture

Cuvinte-cheie: etaje geomorfologice, relief vulcanic primar, eroziune fluvială, limită morfologică și geologică, talveg, capture

Abstract

The Harghita Mountains represent the final and thus youngest segment of the Inner Carpathian Volcanic Chain. They are characterized by two contrasting geomorphologic levels. The first, upper level is that of the volcanic cones; the second represents the volcanic plateau of the ring plains, and this has been preserved mostly on the western side. Most of the cones are effusive and are mainly made up of coherent volcanic rocks (predominantly andesite), while the surrounding plateau was formed by the accumulation of volcanoclastic material. Due to their various petrological and chemical characteristics, the two types of rocks has responded differently to the erosion processes, resulting in diverse morphologies of the cones and the plateau.

The evolution stages of the volcanic relief have been studied, especially the two edifices of the Southern Harghita, – i.e. the Pilișca and Ciomadu cones. In the light of new petrological and geochronological data, and on the basis of our own geomorphological research, we have clarified some aspects focusing primarily on the evolution of the fluvial relief.

Összefoglalás

A belső-kárpáti vulkáni vonulat záró, egyben legfiatalabb tagja, a Hargita két nagy geomorfológiai egységre tagolódik: a magasabb felszínű vulkáni kúpokra, valamint a nyugati oldal meghosszabbításában található alacsonyabb, küplábi vulkáni platóra (Hargita-fennsík). Míg a kúpok szintjén a tömör vulkáni kőzetek (főként andezit) vannak túlsúlyban, a platót többnyire vulkanoklasztit építi fel. Ezen kőzetek – eltérő fizikai és kémiai tulajdonságaiknál fogva – különbözőképpen befolyásolják a külső erők felszínformálását. Ennélfogva mindkét szerkezeti egységre sajátos formakincs és geomorfológiai folyamatok jellemzőek.

A vulkáni felszín lepusztulásának szakaszait mindenekelőtt két dél-hargitai tűzhányón, a Piliskén és Csomádon tanulmányoztuk. Munkánkban az újabb közzétani és koradatok felhasználásával, valamint saját geomorfológiai megfigyeléseink alapján rámutatunk néhány sajátos felszínfejlődési vonásra, különös tekintettel a folyóvízi domborzatra.

¹Cluj-Napoca, str. Bolyai nr. 7/11, e-mail: ameri@cluj.astral.ro

²540178, Marosvásárhely (Târgu-Mureș), Onești tér 6, e-mail: enikounger@freemail.hu

Rezumat

Munții Harghita se caracterizează prin prezența a două etaje geomorfologice: cel al conurilor, constituind nivelul superior, și cel al platoului vulcanic, o suprafață mai joasă, aflată în prelungirea vestică a primului etaj. Dacă în etajul conurilor predomină rocile vulcanice compacte (cele mai frecvente sunt andezitele), etajul platoului este format cu precădere din vulcanoclastite. Datorită diferențelor fizico-chimice, aceste roci se comportă în mod diferit la modelare. Prin urmare, celor două etaje structurale le corespund procese geomorfologice și, implicit, forme de relief specifice.

Stadiile de evoluție a reliefului au putut fi urmărite de noi cel mai bine în Harghita de Sud, în perimetrul conurilor Pilișca și Ciomadu. Totodată, utilizând rezultatele unor studii geologice (determinări de vârstă absolută, analize geochemice etc.) și pe baza observațiilor geomorfologice proprii, am clarificat câteva aspecte legate de evoluția reliefului, în special a celui fluvial.

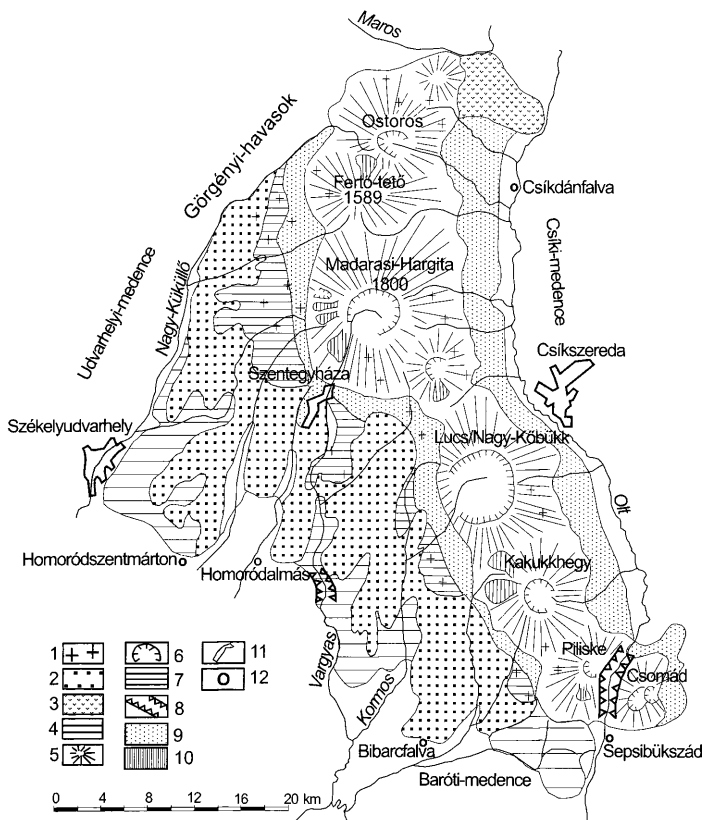
Bevezetés

Míg a Hargita területén végzett földtani kutatás lassan másfél évszázados múltra tekint vissza, az első vulkángeomorfológiai tanulmányok (többek közt KRISTÓ A., SZÉKELY A., COTEȚ P., SCHREIBER W. E. tollából) csak a 20. század második felében láttak napvilágot. A hatvanas-hetvenes években végzett földtani és geomorfológiai kutatások (RĂDULESCU et al. 1964, 1973, COTEȚ 1971 és mások) nyomán kialakult egy többé-kevésbé elfogadott, sematikus modell a vulkáni vonulat fejlődéstörténetéről, melyet azonban az utóbbi két évtized kutatásai (SCHREIBER 1980, 1994, SZAKÁCS et al 1986, KARÁTSÓN et al. 1992, PÉCSKAY et al 1992) megcáfoltak. Jelen tanulmány, a Hargita rövid vulkángeomorfológiai áttekintését követően, a hegység poszteruptív fejlődésének néhány sajátos formáját mutatja be, különös tekintettel a negyedidőszaki folyóvízi felszínformálásra.

A Hargita vulkángeomorfológiai alapvonásai

A Keleti-Kárpátok nyugati részén húzódó neogén vulkáni vonulat a Kárpátok kristályos-mezozoos övezete és az Erdélyi-medence közé ékelődik. Földtani és földrajzi alapon a tűzhányólánc két részre tagolódik: az Avas, Gutin és Cibles hegységeket tömörítő északi, valamint a Kelemen-, Görgényi-havasok és Hargita vonulataiból álló déli részre. A Hargita (1. ábra) északnyugat-délkelet irányban húzódik a Libán-tetőtől – mely a Görgényi-havasoktól választja el – a Bükszádi- és Baróti-medencéig. Nyugaton a hegységhez tartozó vulkáni plató (Hargita-fennsík) az Erdélyi-medence keleti oldalán elterülő hegylábi dombokkal és medencékkel képez határt a Felsőboldogfalva, Homoródszentmárton, Lövéte, Homoródalmás és Vargyas közötti vonalon. Keleti szomszédja a Csíki-medence, melytől egy kiterjedt hegylábi akkumulációs felszín – glaci – választja el; a hegység és medence közötti határ a 750–900 méteres magassági szinten húzódik.

Földtani és felszíni sajátosságok alapján a Hargita két geomorfológiai egységre tagolódik, melyek a domborzatban eltérő magasságú szintekként jelentkeznek (1. ábra). A magasabb szerkezetmorfológiai szintet a vulkáni kúpok többé-kevésbé meredek lejtőket eredményező dőlt rétegei képezik, míg a vulkáni plató alacsonyabb felszínét horizontális és szubhorizontális rétegek alkotják. Előbbi többnyire lávafolyások eredménye, a területükön megjelenő piroklasztitok alárendelt helyeze-



1. ábra. A Hargita hegység geomorfológiai térképe. 1. lávafolyás-felszín, 2. piroklasztit- és vulkano-klasztit-felszín, 3. kristályos kőzetek a felszínen, 4. üledékes kőzetek a felszínen, 5. vulkáni kúp, 6. kráter, kaldera, 7. vulkáni fennsík, 8. völgyzoros, mészkőzoros, 9. glacis, 10. „vasalótalp” (planéze), 11. város, 12. község

Fig. 1 Geomorphological map of the Harghita Mountains. 1 lava flow on the surface, 2 pyroclastics and volcanoclastics surface, 3 surface of metamorphic rocks, 4 surface of sedimentary deposits, 5 conur vulcanice, 6 crater, caldera, 7. platoul vulcanic, 8. defilee, chei, 9. glacisuri, 10. planeze, 11. oras, 12. comună

Fig. 1. Harta geomorfoloică a Munților Harghita. 1. forme de relief dezvoltate pe curgeri de lave, 2. suprafețe dezvoltate pe vulcanoclastite, 3. suprafețe dezvoltate pe roci metamorfice, 4. suprafețe pe roci sedimentare, 5. conuri vulcanice, 6. crater, calderă, 7. platoul vulcanic, 8. defilee, chei, 9. glacisuri, 10. planeze, 11. oraș, 12. comună

tűek és nem befolyásolják a felszín nagyformáit. Ezzel szemben a hegység nyugati oldalán elhelyezkedő tűnyomórészt vulkanoklasztikus képződmények építik fel, de itt-ott jelen vannak a lávafolyásokból származó tömör kőzetek is. Egy régebbi fejlődési modell (RĂDULESCU 1964) a két szerkezet- morfológiai egységet két nagy szakaszra osztva magyarázta: az alsó rész, úgymond egy korábbi, tűnyomóan robbanásos szakasz eredménye, melynek lepusztult felszínére a felső szintet képviselő rétegvulkánok sorozata települt. Az újabb geomorfológiai, geokronológiai és vulkanológiai adatok szerint (SCHREIBER 1980, 1994, SZAKÁCS et al. 1993, KARÁTSÓN 1994 stb.) a vulkáni üledékösszlet a rétegvulkánok működése során jött létre egyetlen, kitérősek hosszú sorozatából álló fázis alatt.

A hegyvonulatot felépítő tömör kőzet tűnyomórészt andezit változatokból áll. (Felsorolásuktól, csoportosításuktól eltekintünk, csak indokolt esetben – például a morfológiai vonatkozások tisztázására – teszünk említést egyik vagy másik típusról.) Ezen kívül a vonulat déli részén (Piliske, Csomád) felbukkannak dácitok is.

A geomorfológiai vizsgálatok (pl. SZÉKELY 1959, KRISTÓ 1957, SCHREIBER 1975) már az első kormeghatározások (pl. PELTZ et al. 1987) előtt rámutattak a vulkáni felszín északról délre történő fokozatos fiatalodására, amit a későbbi koradatok is igazoltak. A vonulat legfiatalabb része a Dél-Hargitában található Csomád [0,2–0,5 millió éves K/Ar- (PÉCSKAY et al. 1992) és 35000 éves ¹⁴C-korok (MORIYA et al. 1996)]. További kutatások (SZAKÁCS & SEGHEDI 1986) a szintén északról délre megfigyelhető kőzet-kémiai változásokról számolnak be: Dél-Hargita kőzetei egyre káliúsbabbakká válnak. Morfológiai szempontból ennél fontosabb, hogy a nagy SiO₂-tartalmú, viszkózus lávák meredek lejtőjű vulkáni építményeket (Központi-Hargita, Csomád és mások) hoztak létre, míg a folyékonyabb, kevésbé savanyú lávák pajzsvulkánszerű, lankás lejtőjű formákat eredményeztek (remek példájuk a dél-hargitai Lucs vagy NagyKőbűkk). A lávák eme differenciálódása egyazon kúpon belül is előfordulhat, ha az egymást követő kitérőseket eltérő kémiai összetételű lávák jellemzik, így a tűzhányó morfológiája rendkívül összetetté válik.

A vulkanoklasztitok egyrészt vulkánkitérősek, másrészt a tömör vulkáni kőzetek lepusztulása során keletkező törmelékes kőzetek. A tömör (láva)-kőzetektől eltérően ezek, legalábbis a Hargitában, kevésbé ellenállóak az erózióval szemben, így gyakran a kúpok „legérzékenyebb” részeivé válnak. A Csomád-beli Mohos-kráter lecsapolása éppen a keleti, kizárólag piroklasztitokból felépülő oldalon valósult meg. A durva szemcséjű vulkanoklasztikus kőzetek a vulkáni platón a legelterjedtebbek. Lazább cementáló anyaguk általában nem tette lehetővé a Kelemen-havasokból oly jól ismert sziklaalakzatok (mint például a Tizenkét Apostol) kialakulását, illetve fennmaradását.

A Hargita felső szerkezeti-geomorfológiai egységét tíz nagyobb vulkáni kúp alkotja (1. ábra). Északról dél felé haladva ezek a következők: Csik Magasa, Osztoros (Osztoróc), Fertő-tető, Központi-Hargita (Vargyas), Aratás, Lucs (Nagykőbűkk), Kakukkhegy, Piliske, Csomád, Murgó. A Tolvajos-hágótól (985 m) északra fekvő terület öt vulkáni kúpjával az Északi-Hargitát képezi, míg a tőle délre sorakozó tűzhányók a Dél-Hargita részei.

A kúpok néhány fő morfometriai adata (SCHREIBER 1980) az 1. táblázatban látható. Mivel majdnem minden hargitai tűzhányót nagyrészt andezit alkot, feltételezhetjük a magasság és átmérő közötti arány értékeinek hasonlóságát, melyet a

I. táblázat. A Hargita vulkáni kúpjainak néhány fontosabb morфомetriai adata.

Table 1 Main morphometric data of the volcanic cones of Harghita Mountains

Tabelul I. Principalele date morfometrice ale conurilor vulcanice din Munții Harghita

Vulkáni kúpok	Magasság (m)	Átlagos átmérő (m)	Magasság és átmérő aránya	Kráterperem Átmérője (km)	Kráter Mélysége (m)
1. Csík Magasa	1152	3400	0,33	-	-
2. Osztoros	1384	7750	0,17	2,4	300
3. Fertő-tető	1589	7500	0,21	*	150
4. Központi Hargita	1800	14000	0,13	3,7	300
5. Aratás	1398	4500	0,31	1,5	170
6. Nagyköbük (Lucs)	1392	10500	0,13	4,5	200
7. Kakukkhegy	1558	9000	0,17	2,5	280
8. Piliske	1374	7250	0,18	2,5	300
9. Csomád	1301	6250	0,20	1,6	170
10. Murgó	1016	3000	0,33	1,6	60
			Szt. Anna Mohos	-	-

*erőteljesen lepusztult kráter, nem mérhető pontosan

mellékelt adatok is igazolnak: az értékek 0,13 és 0,33 között váltakoznak. Egyik legkisebb érték a Lucsé (0,13), mely pajzsvulkánszerű alakját egyrészt viszonylag bázisos andezitláváinak, másrészt a kaldera kialakulásához vezető beszakadásnak köszönheti.

A Hargitában azonosított kráterek közül csupán egyetlen maradt épen (a Csomádban található Szent Anna kráter), többségük részlegesen vagy erőteljesen lepusztult. Egyes megfigyelések (KARÁTSON et al. 1992) rámutatnak arra, hogy a hargitai vulkánok nem minden esetben egyszerű kráterkúpos tűzhányók, ahogyan ez a régebbi kutatások nyomán körvonalazódott. A Kakukkhegy például eredetileg három kráterrel rendelkezett, melyeket a vízhálózat egyetlen eróziós udvarrá alakított. A krátereket kivétel nélkül az Olt mellékfolyói csapolták le, jóllehet a Kis-Küküllő völgytalpa a völgy felső szakaszán 100 méterrel alacsonyabban fekszik az Olténál. Mellékfolyói azonban a vulkáni platón haladnak át, amely a helyi erózióbázis szerepét tölti be, és magasabban fekszik a Felső-Olt völgytalpának szintjénél. Számos kúp vagy kráter peremén parazitakúpok, illetve -dóмок helyezkednek el. Magasságuk 30 métertől 200 méterig terjed. Némelyek szabályos kúp alakúak, mint a Madéfalvi-Hargita déli oldalán levő parazitakúp, másokat kerekded forma jellemez, ahogyan az a Csomád vagy a Lucs parazitakúpjainál tapasztalható. Épségük figyelemre méltó – a Csomád fiatal parazitakúpjai, például, mindmáig mentesek a vonalas eróziótól.

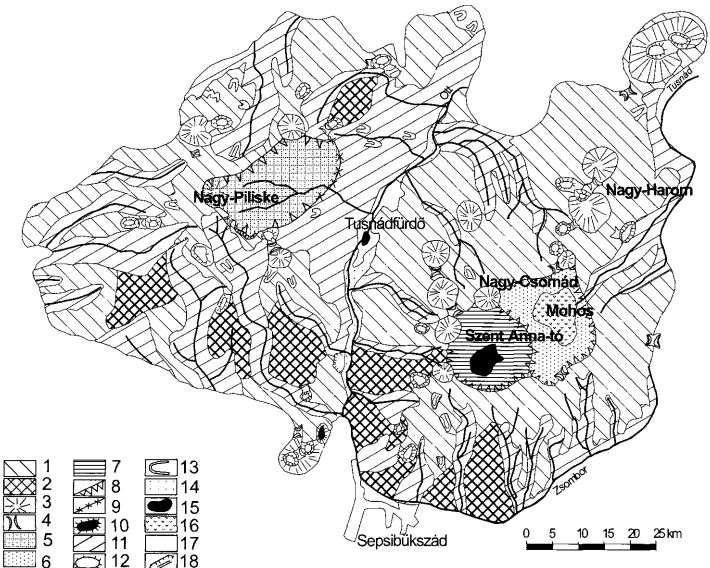
A poszteruptív felszínfejlődés néhány sajátos formája

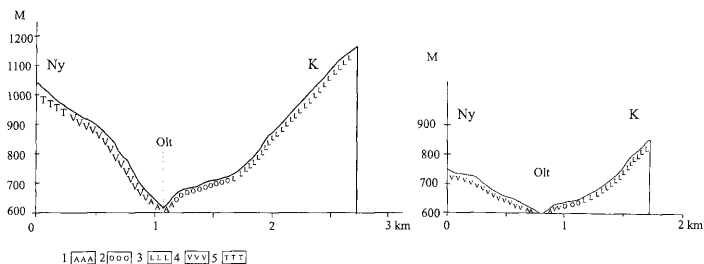
Bár a felszínalakító tényezők a hegységen belül kevésbé változnak tűzhányóról-tűzhányóra, és a morfológiában is sok a közös jegy, minden vulkáni építmény egy

külön entitás, mely társai felé több eltérést, mint hasonlóságot mutat. Ennek okát egyebek közt a helyi vulkáni folyamatokban, a felszín litológiai és morfológiai sajátosságaiban, a kialakulás óta eltelt időben kell keresnünk. Az alábbiakban a vonulat néhány részének legsajátosabb felszínfejlődési vonásaira térünk ki, rámutatva annak negyedidőszaki tendenciáira is. Megfigyeléseink az állandó és időszakos víz-hálózat fejlődésére és ennek felszínalakító tevékenységére irányultak. Fontos azonban megjegyeznünk, hogy a pleisztocén interglaciális időszakai, valamint a jelenlegi felszínfejlődés során kialakult folyóvízi domborzat mellett a periglaciális felszín is jelentős helyet foglal el (SCHREIBER 1974, 1980, 1994). Ennek formái a pleisztocén glaciális időszakainak „örökségét” képezik, mivel – a jelenlegi éghajlati viszonyoknak megfelelően – a periglaciális felszínformálás ma már a magasabb részekben is csak a hideg évszakokra jellemző, és ott is rendkívül lassú ütemű.

Mint már említettük, a Hargita legfiatalabb tűzhányóit a vonulat déli végződésénél találjuk. Viszonylag jól megőrződött elsődleges vulkáni formakincsük már régen felhívta a terület tanulmányozó kutatók figyelmét (BÁNYAI 1912 és mások). Ha a kúpok és kráterek poszteruptív fejlődésével szeretnénk foglalkozni, aligha találunk erre a vonulatvégi tűzhányóknál jobb példát.

Az Olt tusnádi szorosától nyugatra emelkedő Piliske (2. ábra) többnyire láva-folyásokból felépülő vulkáni kúpja szerkezeti két részre osztható: az alsó részt képező idősebb (kb. 2,5 M éves) piroxénandezitre és a rá települő, fiatalabb amfibol-





3. ábra. Az Olt völgyének keresztmetszete Tuşnádfürdőtől 1 és 2,5 km-re délre (közvetlen adatok SZAKÁCS & SEGHEDI 1986 nyomán). 1. allúvium, 2. kvarcdácit-piroklasztit, 3. kvarcdácit-lávafolyás és dóm, 4. piroxénandezit (Pilişca-típus), 5. hornblendeandezit

Fig. 3 Cross section over Olt Valley, 1 km and 2,5 km downstream from Băile Tuşnad (geology after SZAKÁCS & SEGHEDI 1986). 1. alluvial deposits, 2. dacite cuartifere- piroclastite, 3. dacite cuartifere- curgeri de lave și domuri, 4. andezite piroxenice (tip Pilişca), 5. andezite cu hornblendă

Fig. 3. Profile transversale prin valea Oltului la 1 km și 2,5 km aval de Tuşnad-Băi (geologia după SZAKÁCS & SEGHEDI 1986). 1. depozite aluviale, 2. dacite cuarțifere- piroclastite, 3. dacite cuarțifere- curgeri de lave și domuri, 4. andezite piroxenice (tip Pilişca), 5. andezite cu hornblendă

biotitandezitre, illetve -dácitra (PÉCSKAY et al. 1992). Ezt az idő- és térbeli differenciálódást tükrözi a kúp morfológiája is. A többnyire elfedett piroxénandezitek egy régi építményt képeztek, mely a mai domborzatban csak az Olt völgyében, a vulkáni építmény keleti oldalának legalsó szakaszán, a folyóvízi erózióknak köszönhetően tárul fel. Erre egy újabb, meredek lejtőjű lávakúp települ, melynek alkotókőzetei korban valószínűleg megegyeznek a Csomádbeli dácitokkal (PÉCSKAY et al. 1992). A vulkáni építmény morfológiai asszimetriája már régebben feltűnt, keleten az idősebb részhez tartozó krátermaradványt feltételeztünk (SCHREIBER 1975, 1980, 1994), de a fejlődéstörténet nem minden elemét tudtuk értelmezni.

← 2. ábra. A vonulatvégi kúpok geomorfológiai térképe. 1. elsődleges lejtő, 2. „vasalótalp” (planéze), 3. parazitakúp, parazitadóm, 4. nyereg, 5. erőteljesen lepusztult kráter, 6. részlegesen lepusztult kráter, 7. ép kráter, 8. kráterperem, 9. rekonstruált kráterperem, 10. neck, 11. barrankók lejtője, 12. tanúhegy, 13. szerkezeti-denuvációs lejtőváll, 14. ártér, terasz, 15. vulkanikus tó, 16. láp; 17. település; 18. kőfejtő

Fig. 2 Geomorphological map of the southernmost part of the Harghita Mountains. 1 primary surfaces, 2 planeses, 3 parasite cones or domes, 4 saddle, 5 highly eroded crater area, 6 partially eroded crater area, 7 intact crater area, 8 remnant of crater rim, 9. rim of crater reconstructed, 10 neck, 11 barranco incline, 12 witness butte, 13 structural-erosional side-terrace, 14 floodplain, terrace, 15 lake of volcanic origin, 16 peat-bog, 17 habitat areas, 18 quarry

Fig. 2. Harta geomorfológică a părții sudice a Munților Harghita. 1. flancuri primare, 2. planeze, 3. conuri și domuri parazitare, 4. înșeuări, 5. arii crateriale puternic erodate, 6. arii crateriale parțial erodate, 7. arie crateriale intactă, 8. margini crateriale păstrate, 9. margine craterială, 10. neck-uri, 11. versanții de barranco, 12. martori erozivo-structuruali, 13. umeri erozivo-structuruali, 14. lunci. și terase, 15. lac vulcanic, 16. turbării, 17. localități, 18. cariere

A fent vázolt kőzettani és morfológiai sajátosságok különleges fejlődéstörténetet sugallnak. A vulkáni kúpot részben felépítő piroxénandezit az Olttól keletre, a Csomád tövében is megtalálható a Tusnádi-szorosban (SZAKÁCS & SEGHEDI 1986). E tény azért figyelemre méltó, mivel a Csomád felépítésében a piroxénandezit nem vesz részt, így az csakis a Piliskéből származhat. Másrészt, számos korábbi tanulmány (KRISTÓ 1956, 1957, TÓVISSI 1974, SCHREIBER 1980, 1994 és mások) szerint az Olt tusnádi áttörése megegyezik a két vulkáni építmény közötti természetes mélyedéssel, és ennek megfelelően a völgy-szoros mint a Piliske és Csomád közötti határ szerepel a szakirodalomban. Azonban a fent vázoltak alapján arra következtethetünk, hogy a szoros a két tűzhányó között csupán földrajzi (morfológiai), de nem földtani határt képez! A Csomád fiatalabb kőzetei a Piliske keleti peremére települtek, azt részlegesen elfedve. A kőzettani bélyegek mellett néhány geomorfológiai tény is ezt látszik igazolni. A völgy-szoros déli részén, a folyó bal oldalán, egy eléggé egyenlőtlen, 35–65 m relatív magasságú, keskeny, a völgy irányába enyhén lejtő felszín húzódik, melyen a Tusnádfüredről kivezető műút is halad. Ez a felszín nem folytonos, és a völgy jobb oldalán nem található meg. Az említett szint alatt egy rendkívül meredek, a folyó erőteljes bevágódására utaló lejtőszakasz található, lábánál az Olt medrével. Az alsó völgyszakasz eme nyehé asszimetriáját a 3. ábra tükrözi.

Ezt a morfológiai sajátosságot a következőképpen magyarázzuk: az Olt kezdetben (a negyedidőszak végén) a Piliske és Csomád közötti természetes mélyedést foglalta el, melynek maradványát képezi a fent említett 35–65 m-es felszín is. Azóta a folyó fokozatosan bevágódott, miközben völgytalpa nyugati irányba azaz jobb oldala felé enyhén eltolódott, átvágva a Piliske keleti peremének piroxénandezitjeit, azok egy részét a Csomádhoz csatolva. Ily módon magyarázatot találunk a Piliske asszimetriájára is (krátere a kúp keleti, Olt felőli részén van), mellyel szorosan összefügg a keleti oldal erőteljes lepusztulása. Összegzőképpen megállapíthatjuk, hogy a poszterruptív völgyfejlődésre, valamint a jelenlegi szakaszra is a völgytalp nyugati irányú vándorlása jellemző (UNGER 1994), melynek következtében a két tűzhányó közötti földrajzi határ az említett irányba, tehát a Piliske rovására tolódik.

A Tusnádi-szoros déli oldalán, a folyó bal (!) partján különleges felszínforma jelenik meg: egy 8–10 m magas, mintegy 25–30 m hosszú, falszerű képződmény (4. ábra), mely kétségtávon kívül az Olt erőteljes bevágódása által került a felszínre. Kemény kőzetét olykor 30 cm átmérőjű, mállott szemcsékből álló lávabreccsa alkotja, amely déli irányban hirtelen lávakőzetbe megy át. Kőzettani jellegei egy *in situ* mállási folyamatra utalnak. A folyó az ellenálló kőzet megjelenésére (szelektív erózióval történt kipreparálódására) egy váratlan kanyarulattal „reagált” (UNGER 1994). Mint a fentiekben már említettük, az ilyen típusú – a Kelemen-havasok Tizenkét Apostolának sziklaegyüttesére emlékeztető – formák a Hargitára nem jellemzőek, és csak ritkán fordulnak elő. Azonban figyelmet érdemel e képződmény elhelyezkedése az Olt bal partján, mely ismételten alátámasztja a fentiekben vázolt völgyfejlődési tendenciát.

A Csomád kettős kráterének (Mohos és a Szent Anna) jelenlegi fejlődési szakaszában szélesedése és mélységének csökkenése tapasztalható. Főként külső lejtőiken mindkettőjüket elsősorban időszakos vízfolyások alakítják, azonban a lejtőket borító erdőségek eróziógátló szerepénél fogva ez a folyamat jelenleg lassú ütemű. A

4. ábra. Vulkanoklasztit-fal a Tusnádi-szorosban (részlet)

Fig. 4 Volcaniclastic wall in the Tuşnad valley (detail)

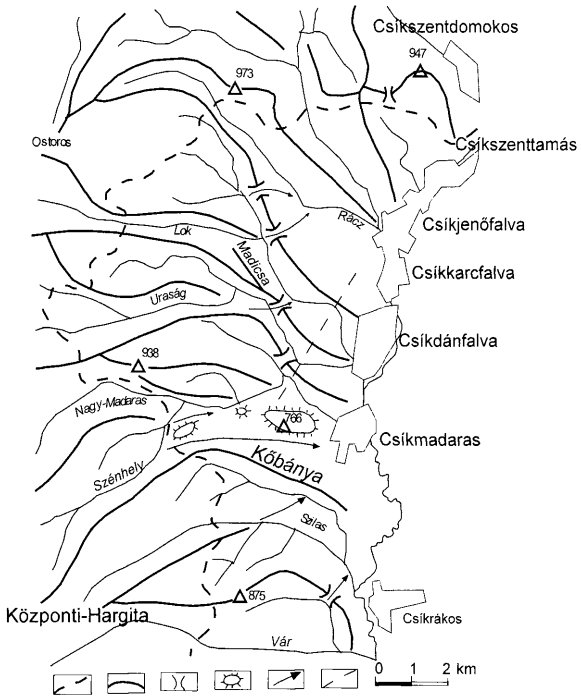
Fig. 4. Perete din vulcanoclastite în Defileul Tuşnad (detaliu)



Szent Anna-tó, valamint a Mohos-tőzegláp körül, még a pleisztocén glaciális időszakaiban kialakult kolluviális felszín a kráterek fejlődésének e lelassult tendenciájára enged következtetni. A Szent Anna-kráter nyugati és keleti oldalát hordalékkúpok tarkítják; legfejlettebb, ugyanakkor leginkább „agresszív” a keleti oldalon levő hordalékkúp, mely a tó alakját is befolyásolja (UNGER 1994). Emellett a kráter belső pereme folyamatosan hátrál, azaz a kráter szélesedik, amivel együtt jár a tó esetében tapasztalt feltöltődési folyamat, a kráter mélységének csökkenése. 90 év alatt a tó mélysége 2 m-rel csökkent (PÁL 2000). A jelenség a Mohos-kráter esetében még hangsúlyosabb, utalva annak előrehaladottabb fejlődési szakaszára.

A Piliske idősebb részéhez tartozó, rekonstruált kráter az előbbieknél idősebb, és erőteljesen lepusztult. Mint ismeretes, a kráterek lecsapolásuk után tovább szélesednek, de bizonyos idő elteltével mélységük nem csökken, hanem nő. Ez történik a Piliske esetében is, melynek mélysége eléri a 300 m-t (1. táblázat), így az a Hargita egyik legmélyebb krátere. A krátert az Olt egyik mellékpatakja, a kelet felől hátráló Holló-patak vágta át és csapolta le. Bár a patak esésgörbéje nem mutat kráterfenékre utaló törést, még felismerhető a vízhálózatnak kráterekre jellemző, egy pont felé irányuló sajátos rajzolata, melyet a szakirodalom „ágasnak” nevez. A kráter keleti irányból történő átvágása, ahogyan a korábbiakban említettük, az Olt völgye által képviselt közeli, mély erózióbázis jelenlétével magyarázható. A hátravágódás folyamatát fokozta a Piliske „fiatalodása”, vagyis az utolsó kitörés során keletkezett meredek lávakúp (PÉCSKAY et al. 1992), mely megnövelte a felszín relatív magasságát.

A hargitai vízhálózat sajátosságait több esetben befolyásolják a kisebb-nagyobb, ismert vagy „rejtett” vetők (KRISTÓ 1957, 1995). A keleti oldalon húzódó hegylábi akkumulációs felszín, glacis (helyzeténél fogva a Csíki-medence része, de keletkezése révén szorosan kapcsolódik a hegyvidékhez) erre számos példát kínál. Az Olt néhány felcsíki mellékpatakja – Lok, Madicsa, Uraság, Nagy-Madaras – esetében figyelhetünk meg váratlan irányváltást, lefejeződés-könyökre utaló éles törést vagy a lejtők irányával meg nem egyező, merőlegesen vagy rézsztósan haladó futásvonalat. Ilyen esetben a folyók futásvonala valószínűleg egy vetőt követ, amely a völgylefejeződést is kiváltotta. Egy ilyen vető körvonalazódik Csíkkarcalva, Csíkdánfalva és Csíkmadaras közelében (5. ábra). A kaptúra egyébként a tűzhányólánc esetében gyakori jelenség, mely számos esetben (például Kakukk-hegy, Piliske)



5. ábra. A Felcsíki-medence vízhálózatának átalakulásai. 1. A Csíki-medence és a Hargita közötti határ, 2. völgyközi felszín, 3. nyereg, 4. eróziós tanúhegy, 5. völgyek korábbi iránya, 6. feltételezett vető

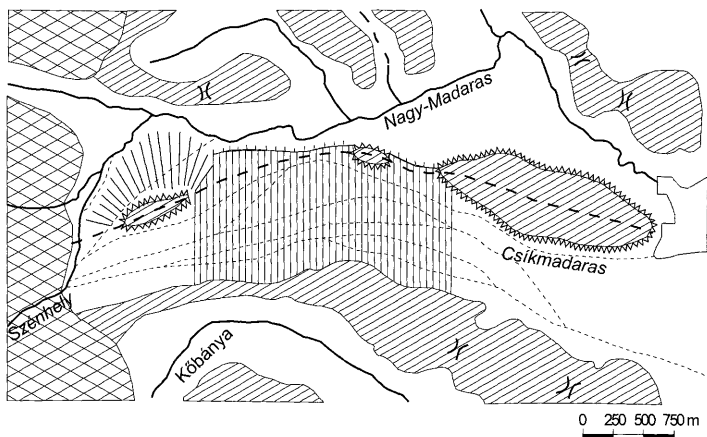
Fig. 5. Changes occurred in the river network of the upper part of Ciuc Depression. 1 Limits between Ciuc Depression and Harghita Mountains, 2 Watersheds, 3 Cols, 4 Monadnocks, 5 Ancient routes of the rivers, 6 Supposed fault

Fig. 5. Remanieri ale rețelei hidrografice în compartimentul superior al Depresiunii Ciuc. 1. limita Depresiunii Ciuc către Munții Harghita, 2. interfluvii, 3. înșeuări, 4. matori, 5. vechile trasee ale cursurilor, 6. falie presupusă

hozzájárult a kráterek lecsapolásához, a folyók hátravágódása révén. A vízhálózatban gyakran tapasztalható irányváltást a glaciis laza anyaga, valamint a Csíki-medence valamely részének egyes időszakokban tapasztalt erőteljesebb süllyedése is okozhatja.

A Nagy-Madaras vízgyűjtő medencéjében találjuk a vidék völgyfejlődésének egyik legkülönlegesebb formáját. A vízfolyás jobb partján egy 12 m magas, halom-

szerű kiemelkedés látható, melyet első benyomásra felhalmozódási formának lehetne értelmezni (pl. iszapfolyásból), ám e feltevés nem áll összhangban a forma viszonylag nagy távolságával a hegységtől, valamint hogy egy 2–6 m relatív magasságú, ártér fölül emelkedő szinten helyezkedik el (6. ábra). Ezt a nyugat-kelet irányban húzódó, 1 km szélességű, csekély lejtésű felszín vízlevezető árkok tarkítják. Ezekről megállapíthatjuk, hogy egy pontba tartanak, mégpedig a Szénhely-patak folyásának azon pontja felé, ahol az a hegyoldalról a glacis felszínére ér. A jelenséget a következőképpen magyarázzuk: a Szénhely-patak (a szomszédos hegyvidék egyik időszakos vízfolyása) eredetileg közvetlenül az Oltba ömlött, követve a glacis nyugatról keletre lejtő felszínét, miközben – akárcsak a Nagy-Madaras – több ízben medret váltott. Az erőteljes oldalirányú erózió (mely a fent említett kőzettani és domborzati viszonyok következménye) eredményeként az Ős-



- 1 2 3 4 5 6 7 8 9

6. ábra. A folyóvízi domborzat Csíkmadarastól nyugatra. 1. szomszédos hegyvidék, 2. völgyközi felszínek, 3. völgyközi háta maradványai, 4. a Szénhely és Nagy-Madaras közötti utolsó völgyközi felszín, 5. a 2–6 m-es, ártér fölötti szint homlokfelszíne, 6. a Szénhely-patak korábbi futásvonalai, 7. peneplén-maradvány, 8. nyereg, 9. völgyi glacis

Fig. 6 Morphology and river network to the West of Mădăraș village. 1 Mountain region, 2 Watersheds in the area of piedmont hillsides, 3 Monadnocks left in between watersheds, 4 Latest watershed between Mădăraș Mare and Singai valleys, 5 The front of the 2–6 m level, 6 Ancient routes of Singai river, 7 Fragment of an erosion surface, 8 Cols, 9 Valley hillsides

Fig. 6. Relieful și rețeaua hidrografică la vest de localitatea Mădăraș. 1. regiunea montană, 2. interfluvii din zona glacisurilor piemontane, 3. murtori rămași din interfluvii, 4. ultima cumpănă de ape dintre văile Mădărașu Mare și Singai, 5. Fruntea treptei de 2–6 m, 6. vechile trasee ale râului Singai, 7. fragment de panaplenă, 8. înșeuări, 9. glacis de vale

Szénhely és a Nagy-Madaras közötti vízválasztó jelentősen összeszűkülte, egyes részei mintegy 2 km hosszú szakaszon teljesen eltűntek, kivéve a fentiekben megjelölt 12 m magas kiemelkedést, melyet a lepusztult vízválasztó maradványának tekintünk. Végül a vízfolyások közötti harc a nagyobb vízgyűjtő medencével és vízhozammal rendelkező Nagy-Madaras javára dőlt el, mely a Szénhely-patakot lefejezte, azaz saját medrébe terelte.

A felszínfejlődésnek hasonló formái fordulnak elő a Hargita nyugati vulkáni fennsíkján is. A platónak van egy sajátos vonása: központi részén, Zetelaka és Homoródalmás között, külső peremén nyugatról kelet irányba (tehát a hegység irányába!) enyhén lejt. A dőlt rétegszerkezet következtében gyakran előfordulnak asszimetrikus, szubszekvens jellegű völgyek, völgyszakaszok – Fenyéd, Nagy-Homoród, Kis-Homoród stb. egyes szakaszai –, melyeknek keleti (!) kitérítettségű lejtői enyhék, míg a nyugatra nézők meredek. Eme sajátosság az Erdélyi-medence keleti oldalát megemelő gyűrt redőknek köszönhető (SCHREIBER 1980).

Következtetések

A neogén–pleisztocén vulkáni vonulatot záró Hargita domborzatának fiatalágára utal az a tény, hogy a jelenlegi formákban még jól felismerhetők az elsődleges vulkáni felszín sajátos elemei. A részletesebben bemutatott, 1–2 millió éves Piliske különböző oldalai eltérő fejlődési szakaszban, illetve ugyanannak a szakaszban különböző fázisaiban vannak. A Piliske és a még fiatalabb (kb. 1 millió–30 ezer éves) Csomád krátereinek jelenlegi állapota a két tűzhányó korbeli különbségére utaló eltéréseket mutatja: míg előbbi erőteljesen lepusztult kráterét a folyamatos mélyülés jellemzi, a Csomád kettős kráterének morfológiája még a feltöltődést tükrözi.

A poszteruptív felszínfejlődés domináns tényezői az állandó és időszakos vízfolyások, ezért tanulmányunkban az általuk kiváltott folyamatokra fektettük a hangsúlyt. A völgyfejlődés során jelentősen módosult a vízhalózati, és a felszínfejlődést számos esetben befolyásolta a kaptúra, a völgylefejezés. A vízfolyások futásvonala, a völgyek morfológiája olykor vetők jelenlétére utal, ahogyan azt a Felcsiki-medence példázza. Megfigyeléseink rámutattak az Olt völgyének sajátos fejlődési tendenciájára a Tusnádi-szorosban. A folyóvölgy eme szakaszán a völgytalp nyugat irányú vándorlása tapasztalható. A terület közzettani és morfológiai sajátosságai a Piliske határvonalának kijebbi (keletebbi) eredeti helyzetét mutatják.

Az utóbbi évtizedekben megsokasodó földtani és geomorfológiai kutatások közül a legutóbbiak arra mutatnak rá, hogy szükség van egyes megoldottak hitt, de valójában még tisztázatlan kérdések újrvizsgálatára. Véleményünk szerint, ez kizárólag az együttműködés, az interdiszciplináris jellegű kutatások útján lehet igazán eredményes.

Irodalom – References

- BÁNYAI J. 1912: A Mohos-tó pusztulása. – *Uránia XIII* 6–8, 308–310, Budapest.
- COTEȚ, P. 1971: Geomorfologia regiunilor eruptive. Trăsăturile fundamentale ale reliefului munților Gurghiu-Harghita. – *Stud. și cerc. g., g., ser. Geogr.* 18/2, 171–188.
- KARÁTSON D. 1992: Kialudt tűzhányó a Hargitában: a Kakukkhegy. – *Tudomány* 1992/1, 70–79.
- KARÁTSON D. 1994: A Hargita és a Görgényi-havasok vulkánosságá, elsődleges formakincse és mai felszínének kialakulása. – *Földrajzi Közlemények* 56 (42)/2, 83–111.
- KARÁTSON, D. 1999: Erosion of primary volcanic depressions in the Inner Carpathian Volcanic Chain. – *Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl. Bd.* 114, 49–62.
- KRISTÓ A. 1956: A Csiki medence földtörténete. – A Csiki Múzeum kiadása.
- KRISTÓ A. 1957: A Csiki-medencék geomorfológiai problémái. – *A Csiki Múzeum közleményei (különlenyomat), 1957/1*.
- KRISTÓ A. 1995: A Hargita felszínalkotásának jellemvonásai. – *Földrajzi közlemények* 119 (43)/1, 11–21.
- MORIYA, I., OKUNO, M., NAKAMURA, T., ONO, K., SZAKÁCS, A. & SEGHEDI, I. 1996: Radiocarbon ages of charcoal fragments from the pumice flow deposit of the last eruption of Ciomadul volcano, Romania. – *Summaries of Researches Using AMS at Nagoya University* 7, p. 255.
- PÁL Z. 2000: A Szent Anna-tó: következtetések a tó mélységét és a feltöltődést illetően. – *Collegium Geographicum* 1, 65–74.
- PÉCSKAY Z., SZAKÁCS S., SEGHEDI I., KARÁTSON D. 1992: Új adatok a Kakukkhegy és szomszédsága (Dél-Hargita, Románia) geokronológiai értelmezéséhez. – *Földtani Közlöny*, 122/2–4, 265–286.
- PELTZ, S., VIJDEA, E., BALOGH, K. & PÉCSKAY, Z. 1987: Contributions to the Chronological Study of the Volcanic Processes in the Călimani and Harghita Mountains (East Carpathians, Romania). – *D. S. Inst. Geol., Geofiz.* 72-73/1, Mineral.-Petrol.-Geoch., 323–338, București.
- RĂDULESCU, D. P. 1973: Le volcanisme explosif la partie sud-est des Monts Harghita. – *Anal. Univ. București* 22, 11–15.
- RĂDULESCU, D. P., VASILESCU, A. & PELTZ, S. 1964: Contribuții la cunoașterea structurii geologice a Munților Gurghiu. – *Anuarul Comitetului de Geologie* 33, 87–115.
- SCHREIBER, W. E. 1972: Încadrarea geografică și geneza masivului Ciomadu. – *Studia Univ. „Babeș-Bolyai”, ser. geogr.* 17/1, 47–55. Cluj.
- SCHREIBER, W. E. 1974: Das Periglazialrelief des Harghita Gebirges. – *Rév. Roum. g., g., g., sér. Géogr.* 18–2.
- SCHREIBER, W. E. 1975: Vulkanmorphologische Aspekte des Harghita-Gebirges. – *Rev. Roum. g., g., g., sér. géogr.* 19/2.
- SCHREIBER, W. E. 1979: Observații geomorfologice în zona de contact dintre munții Harghita și depresiunea Ciuc. – *Studia Univ. „Babeș-Bolyai”, ser. geol.-geogr.* 24/2, 71–75. Cluj-Napoca.
- SCHREIBER, W. E. 1980: Geomorfologia Munților Harghita. – *Doktori értekezés*, Univ. Cluj-Napoca.
- SCHREIBER, W. E. 1981: Evoluția condițiilor ecologice în cuaternar la limita superioară a pădurilor din Munții Harghita, Prognoză și reconstrucție ecologică, Academia Română, Fil. Cluj, 115–120.
- SCHREIBER, W. E. 1985: Contribuții geografice la cunoașterea reliefului vulcanic din România. – *Terra* 17/3, 18–20. București.
- SCHREIBER, W. E. 1994: Geomorfologia Munților Harghita. – *Editura Academiei Române*, 166 p.
- SZAKÁCS, A. & SEGHEDI, I. 1986: Chemical diagnosis of the volcanics from the southeasternmost part of the Harghita-Mountains – proposal for a new nomenclature. – *Rev. Roum. g., g., g., sér. Géol.* 30, 41–48.
- SZAKÁCS, A. & SEGHEDI, I. 2003: Volcanism in Romania during Romanian time. – In: PAPAIONOPOL, MACALET (eds.): *Chronostratigraphie und Neostatitopen. Romanian*. Editura Academiei Române, 107–115.
- SZAKÁCS, A., SEGHEDI, I. & PÉCSKAY, Z. 1993: Peculiarities of South Harghita Mts. As the terminal segment of the Carpathian Neogene to Pleistocene volcanic chain. – *Rev. Roum. Géologie* 37, 21–36.
- SZÉKELY A. 1959: Az erdélyi vulkanikus hegységek geomorfológiai problémái. – *Földrajzi Közlemények* 3–4.
- TÖVISSI, I. 1974: Morfogeneza văii Oltului superior. – *Studia Univ. Babeș-Bolyai, ser. geogr.* 19/2, Cluj.
- UNGER, E. 1994: Relief structuralul vulcanice din extremitatea sudică a Munților Harghita. *Lucrare de licență (Diplomadolgozat)*. – Univ. „Babeș-Bolyai”, Facultatea de geografie, Cluj-Napoca, 87 p.