

Harta regiunii noastre, cu specificarea principalelor masive muntoase și unități structurale / Régióknak térképe, a tárgyalt főbb hegy vonulatok és szerkezeti egységek feltüntetésével

Prescurtările utilizate pentru orașe / A városok nevének rövidítése: A – Adjud, AI – Alba Iulia/Gyulafehérvár, B – Baraolt/Barót, BB – Bălan/Balánbánya, BI – Bicz, BL – Blaj/Balázsfalva, BC – Bacău/Bakó, BS – Borsec/Borszék, BU – Buhuși, C – Comănești, CM – Copșa Mică/Kiskapus, CS – Miercurea-Ciuc/Csikszereda, CT – Câmpia Turzii/Aranyosgyéres, D – Dumbrăveni/Erzsébetváros, DM – Târnăveni/Dicsőszentmárton, O – Onești (Gheorghe Gheorghiu-Dej), H – Toplița/Maroshevíz, I – Iernut/Radnót, IB – Întorsur Buzăului/Bodzaforduló, K – Covasna/Kovácsna, KV – Tg. Secuiesc/Kézdivásárhely, L – Luduș/Marosludas, KH – Rupea/Kőhalom (Reps), M – Moinești, ME – Mediaș/Medgyes (Mediasch), MV – Tg. Mureș/Marosvásárhely, NE – Aiud/Nagyenyed, OM – Ocn Mureș/Marosújvár, PN – Piatra Neamț, R – Reghin/Szászrégen (Reen), RO – Roman, S – Săcele/Szecele, SZ – Sovata/Szováta, SG – Sf. Gheorghe/Sepsiszentgyörgy, SK – Cristuru Secuiesc/Székelykeresztúr, SM – Slănic-Moldova, SV – Sighișoara/Segesvá (Schässburg), T – Tușnad-Băi/Tusnádfürdő, TE – Teiuș/Tövis, TO – Tg. Ocna, TU – Turda/Torda, U – Odorheiu Secuiesc/Székelyudvarhely, V – Vlăhița/Szentegyháza

## TERMÉSZETTUDOMÁNY – ŐTIINŢELE NATURII

# ACTA 2001

**Date asupra evoluției  
paleogeografice a ariei  
Harghita de Sud  
și a sectoarelor limitrofe,  
în Pleistocen**

(Rezumat)

Lucrarea reprezintă continuarea studiului asupra evoluției paleogeografice și asupra ultimelor evenimente geologice majore, care s-au succedat în extremitatea sudică a lanțului vulcanic neogen din Carpații Orientali și în zonele de depresiune limitrofe, redactat în 2000. Studiul se bazează pe un volum însemnat de date, de natură geologică, morfologică, publicate în anii precedenți, referitoare la aria Baraolt–Harghita de Sud–Ciuc și Culoarul Bicsad–Malnaș, completate cu studiile efectuate de noi, orientate cu predilecție asupra unor subiecte concrete de sedimentologie, corelări de vârstă, tectonică, privind evoluția vulcanismului și paleogeografia. Observațiile noastre au reliefat principalele evenimente din Pleistocen, care au modelat esențial morfologia și paleogeografia zonei situate în partea internă-sudică a orogenului est-carpatic. Aceste evenimente sunt rezultate conjugate ale ultimelor fenomene tectonice, ale activității vulcanice și ale proceselor de eroziune-colmatare treptată, care s-au derulat în aproximativ ultimii două milioane de ani. În lucrare este prezentată evoluția principalelor structuri vulcanice cu accent asupra unor fenomene specifice și efectele acestora în modificarea paleogeografiei zonei. Totodată, pe baza observațiilor și a studiilor efectuate s-a încercat o sincronizare a evenimentelor geologice pleistocene din

Bazinul Ciucului Inferior, din Culoarul Bicsad–Malnaș, respectiv din golful Sfântu Gheorghe și cele din Harghita de Sud. S-au subliniat, în același timp, conexiunile dintre aceste evenimente și efectul vulcanismului din structurile vulcanice Pilișca și Ciomad asupra zonelor limitrofe. Punerea în discuție a evoluției paleogeografice pe un areal, care înglobează zona vulcanismului neogen din Harghita de Sud, pe de o parte și a sectoarelor de depresiune limitrofe, pe de altă parte, deschide calea clarificării conexiunilor dintre evenimentele geologice între aceste arii genetic diferite, dar cu o evoluție sincronă și interdependentă.

**Introducere**

Zona cuprinsă între flișul est-carpatic și limita estică a Bazinului Transilvaniei prezintă cea mai mare mobilitate tectonică, care are ca și consecință generarea unor schimbări geomorfologice majore în partea internă a lanțului est-carpatic în ultimele 5–6 milioane de ani. În cadrul acestei zone cele mai spectaculoase transformări geomorfologice și paleogeografice s-au derulat în sectorul cuprins între Harghita de Nord și Sfântu Gheorghe, respectiv partea internă a curbării carpatice.

Lucrarea concluzionează evenimentele geologice derulate în ultimii două milioane de ani din masivul Harghita de Sud și din ariile limitrofe, sector în care se concentrează, de asemenea, majoritatea fenomenelor geologice modelatoare ale imaginii paleogeografice din zonă.

În obținerea datelor de bază necesare acestui studiu au fost parcurse lucrările referitoare la această zonă, publicate în ultimele decenii. În reconstituirea evenimentelor paleogeografice din zonă au oferit date importante, în primul rând, lucrările axate pe probleme de: morfologie, hidrologie, orografie, stratigrafie, tectonică, datări de vârstă a formațiunilor, corelări între formațiunile geologice, succesiuni în formarea petrotipurilor din cadrul structurilor vulcanice, cât și lucrările, care au abordat evoluția fenomenelor postvulcanice din regiune.



Lucrările, considerate importante din punctul de vedere al studiului de față, sunt cele publicate de: BÁNYAI J. (1922–1932), SZÁDECZKY-KARDOSS Gy. (1929), ATANASIU, I. (1939), BULLA B. (1948), KRISTÓ A. (1955–1980), GHEORGHIU, C. (1956), SZÉKELY, Al. (1959), POP, E. (1960), LITEANU, E. și colab. (1962), BANDRABUR, T. (1964–1972), AIRINEI, Șt. (1965), IANCU, M. (1965a, b), RĂDULESCO, C. și colab. (1965–1995), PATRULIUS, D. și colab. (1966), SAMSON, P. și colab. (1969–1973), PELTZ, S. (1970–1987), CASTA, I. (1971, 1980), COTET, P. (1971), SCHREIBER, W. E. (1972–1994), TÖVISSI J. (1972–1997), BAICANTAN, N. (1981), MICHAILOVA, N. și colab. (1983), SAVU, M. Gh. (1984), SZAKÁCS, Al. și colab. (1984–1998), KARÁTSON D. și colab. (1990, 1992), PÉCSKAY Z. și colab. (1992, 1995), JUVIGNÉ, E. și colab. (1994), MORIYA, I. și colab. (1996), LÁSZLÓ A. și colab. (1996–2000).

Pentru reconstituirea imaginii paleogeografice din Pleistocenul inferior și mediu, sunt elocvente datele sintetizate de pe urma observațiilor din teren. Astfel, ultimele mișcări tectonice de la începutul Pleistocenului, cât și cea din Pleistocenul mediu, la care se poate adăuga eroziunea ulterioară a acestor depozite, a înlesnit studiul direct al acestor formațiuni. În același timp, multitudinea de coloane litologice parvenite din cartările văilor, de pe cele două flancuri ale masivului vulcanic Harghita, reflectă evenimentele geologice derulate ale acestei perioade (LÁSZLÓ, A. 1999b). Majoritatea datelor prezentate în lucrările anterioare, cât și datele de foraj, respectiv lucrările miniere, se leagă însă mai cu seamă de studiul depozitelor sedimentare pleistocene, care bordează principalele structuri vulcanice.

Pe lângă premisele favorabile existente pentru reconstituirea evenimentelor paleogeografice, litologia monotonă, lipsa nivelurilor reper îngreunează mult corelarea succesiunilor litologice dintre văi, mai ales în situațiile în care volumul materialului vulcanoclastic este net preponderent față de cel al depozitelor sedimentare, iar varietatea acestuia în funcție de diferitele faze

ale manifestărilor vulcanice este adesea minimă sau inexistentă în zonă.

### **Evoluția paleogeografică a ariei Harghita de Sud și a bazinelor limitrofe în Pleistocenul inferior și mediu**

Regimul tectonic, care se instalase la începutul Pleistocenului, produce o serie de schimbări radicale în imaginea paleogeografică a zonei. Evenimentele tectonice regionale au inițiat în primul rând ridicarea parțială a întregii arii, inclusiv a celor două bazine învecinate aliniamentului vulcanic Harghita. În același timp, se constată ridicarea sectoarelor limitrofe (Munții Perșani, Baraolt, Bodoc și Ciuc) în paralel cu reactivarea vulcanismului pe aliniamentul principal al Harghitei de Sud (Fig. 1). Aceste evenimente au schimbat natura și tipul sedimentației din bazinele limitrofe, trecând dintr-unul acvatic, într-unul fluviolacustru și pe arii tot mai extinse, înlesnind instalarea unui regim de sedimentare continental. În evoluția acestui proces de sedimentare a avut un aport substanțial volumul mare de material vulcanic extrus din aparatele vulcanice, încă în plină activitate, care au format complexul vulcano-sedimentar superior (LÁSZLÓ A. și KOZÁK M. 1998 a, b), cunoscut în lucrările lui M. Gh. SAVU (1984), sub denumirea de: „formațiunea vulcanitelor sedimentate”.

Formarea în condiții subaeriene a acestui ultim complex vulcano-sedimentar (foarte bine reliefat în Bazinul Baraolt), a favorizat mult erodarea sa rapidă înspre sectoarele periferice, în zonele mai joase ale celor două bazine (Baraolt și Ciuc), formându-se în cele din urmă principalele văi din sistemul hidrografic actual (pârâul Baraolt, pârâul Ozunca și parțial pârâul Cormoș din Bazinul Baraolt). Vârsta pleistocenă a acestui complex este argumentată de rezultatele determinărilor de vârstă radiometrică a vulcanitelor constituente, cunoscute mai cu seamă din lucrările lui: CASTA, I. (1980), MICHAILOVA, N. și colab. (1983), PELTZ, S. și colab. (1987), SZAKÁCS Al. și colab. (1994), PÉCSKAY Z. și colab. (1992–1995), MORIYA, I. și colab.



(1996). Datarea nivelurilor de vulcanoclastite, poziția geocronologică pe care le prezintă în succesiunea litostratigrafică este argumentată și de fauna de mamifere identificată în ultimele decenii din sedimentarul bazinelor adiacente aliniamentului vulcanic. În acest sens asociațiile de mamifere determinate de către RĂDULESCO, C., SAMSON, P. și KOVÁCS AL., în anii 1965–1995, rămân repere de bază în reconstituirea evenimentelor cronostratigrafice ale bazinelor intramontane.

Materialul vulcanic își are proveniența în intervalul de timp al Pleistocenului inferior în principal din structura Pilișca faza a II-a (sector cu o activitate vulcanică deosebit de intensă) și din structura vulcanică Cucu (care se pare că mai este activă și în această perioadă de timp, însă probabil materialul fin extrus a fost ușor și rapid erodat de pe flancurile exterioare ale conului vulcanic propriu-zis și de asemenea levigat din aria internă pseudocraterială, în urma deschiderii prin eroziune spre est a acesteia). Pe baza coloanei litologice, pe care o cunoaștem din Bazinul Ciucului de Mijloc, nici în structura Luci-Lazul nu se instalează definitiv un calm în activitatea vulcanică. Nivelurile de tufite și tefra de 5–20 cm grosime din partea superioară a coloanei litologice cunoscute din Bazinul Ciucului de Mijloc atestă o activitate vulcanică intermitentă, cu extrudere de material fin vulcanic, iar activitatea postvulcanică este în plină desfășurare în acest interval de timp (ex.: zona Vasfuvódomb).

În cadrul complexului vulcano-sedimentar superior din Bazinul Baraolt, se remarcă strate și secvențe de material terigen, care însă nu reprezintă niveluri reper, ci atestă perioadele de calm instalate la una sau alta din principalele structuri vulcanice. Excepție fac depozitele sedimentare cu intercalații de strate cu diatomit, din partea mediană a complexului vulcano-sedimentar superior și depozitele de piatră ponce, din partea superioară a aceluiași complex.

Aria de răspândire a acumulărilor de diatomit, aflată în flancul sud-vestic al Harghitei de Sud, se extinde pe aproximativ 2,5-3 km, pe direcția nord-vest-sud-est, situată pe un aliniament tectonizat, paralel cu aliniamentul vulcanic

principal. În flancul estic al aliniamentului vulcanic sunt cunoscute fragmente de diatomit reseedimentat, ceea ce argumentează existența unor medii asemănătoare și în acest sector, dar ele ulterior au fost distruse erozional. Formarea în timp a mediilor lacustre, generarea depozitelor diatomitice pe cele două flancuri ale aliniamentului vulcanic principal s-ar putea corela cu perioada relansării activității vulcanice în extremitatea sud-estică a masivului Harghita. Aceste depozite suportă în coperiș vulcanoclastite ale andezitului cu hornblendă și biotit, caracteristice pentru activitatea vulcanică din Pleistocenul inferior și mediu din zonă.

Scufundarea, relativ de mică anvergură, a ariilor imediat învecinate aliniamentului vulcanic principal a favorizat formarea mediilor lacustre. Acest fenomen a fost generat probabil din cauza compensării volumului de material vulcanic extrus și se derula concomitent cu perioada, în care asistăm la un fenomen general de ridicare regională a unităților structurale din curbura carpatică. În acest sens ea reprezintă un caz local, de excepție în zonă. Într-o altă ordine de idei acest mediu cu formare de diatomite punctează aliniamentul izvoarelor termale și al evenimentelor postvulcanice, prezentând date pentru reconstituirea imaginii paleogeografice și a tectonicii locale din acel interval de timp.

Pe valea Herculan, aceste depozite suportă în coperiș un strat de pietriș (de 15–20 cm grosime) cu elemente bine rulate și bine sortate, de 0,5–1,5 cm diametru, formate din cuarțite albe și cenușii. Unele dintre aceste elemente prezintă înglobate sau alipite ocazional paiete de sericit și clorit. Ele s-au depus în condiții fluviale în urma colmatării pe moment a mediului acvatic instaurat. Astfel se explică faptul că depozitele diatomitice efilează brusc înspre aliniamentul vulcanic, fiind erodate în noul mediu instalat. Nivelul de pietriș cuarțitic poate proveni numai din zona cristalino-mezozoică, sau eventual din depozitele flișului intern, formațiunea de Sinaia. Cu toate că în celelalte văi nu s-a regăsit (fiind acoperit probabil de depozitele vulcanoclastice mai noi), totuși prezintă un element important pentru reconstituirea imaginii paleogeografice.



Prezența nivelului de pietriș cuarțitic ne conduce la ideea că rețeaua hidrografică a pârâului Baraolt era pe vremea aceea mult mai extinsă, colectând apele și de sub poalele structurii Luci și probabil din zona Perșanilor. Pârâul Cormoș avea astfel, o rețea hidrografică mai restrânsă, fapt pentru care în amonte de localitatea Filia ea nu mai prezintă nici la ora actuală aspectul unei văi tot așa de evaluate, pe care o prezintă valea Baraolt în cursul său superior. Nivelurile diatomitice, actual dezvoltate pe ambele flancuri ale văii Cormoșului, argumentează începutul eroziunii și a formării albiei pârâului probabil în Pleistocenul mediu, ulterior formării depozitelor diatomitice.

Un alt reper litologic important în cadrul succesiunii complexului vulcano-sedimentar superior, este nivelul cu piatră ponce. Acesta este cunoscut în partea superioară a numeroase văi paralele, cu obârșia în flancul vestic al structurilor vulcanice principale (văile Păstrăvilor, Gherend, Coșagul Mic, Coșagul Mare, Herculan). Fragmentele de piatră ponce sunt părți constituente ale unui depozit de asemenea lacustru sau format torențial, cu dezvoltare pe cele două flancuri ale structurilor vulcanice principale, situat pe un aliniament mai apropiat de axa aparatelor vulcanice față de poziția depozitelor diatomitice. În constituția acestui depozit intră tipuri petrografice ale vulcanitelor dintre cele mai variate, dominând petrotipurile extruse din ultimele faze ale activității vulcanice. Elementul care apare de prima oară în succesiunea litologică este reprezentat prin fragmentele de piatră ponce, fără să prezinte o sortare prealabilă în cadrul nivelului. Gradul de rulare este slab. Deasupra acestui nivel apar depozite fluviatile, cu stratificație încrucișată (văile Gherend, Coșagul Mare), în care fragmentele de piatră ponce sunt resedimentate și prezintă o sortare incipientă. Din punct de vedere al imaginii paleogeografice ele argumentează prezența unei activități vulcanice paroxismale în acest sector al aliniamentului vulcanic. În același timp argumentează continuarea procesului de scufundare în flancurile, din imediata vecinătate a structurilor vulcanice principale (aliniamentul principal vulcanic), formându-se din nou medii lacus-

tre pentru o scurtă perioadă de timp, cu sedimentarea depozitelor de piatră ponce. Continuarea procesului de scufundare și de tectonizare este argumentat și de înclinarea, pe care-l primește nivelul diatomitic, de 5–7o, sau chiar 12, cu cădere înspre aliniamentul vulcanic principal și înclinarea de 3–5o a nivelului de piatră ponce, aflat într-o poziție superioară în succesiunea litologică.

Elemente de piatră ponce sunt prezente și în flancul estic al aliniamentului vulcanic, în dreptul structurilor Cucu și Pilișca, însă acestea se află în depozite din marginea Bazinului Ciucului (la poalele stucturilor vulcanice), cu urme de transport, fiind resedimentate în depozite mai noi.

Concluzionând datele existente într-o imagine mai generală, putem afirma că în Pleistocenul mediu aliniamentul vulcanic principal al Harghitei avea un aspect morfologic în general asemănător cu cel actual. Structurile Luci–Lazul și Cucu au avut imaginea morfologică actuală, fără să prezinte gradul de eroziune din zilele noastre (Fig. 2).

Structurile vulcanice din grupul Malnaș–Bicsad și-au încheiat activitatea încă în Pleistocenul inferior (~ 1,4 MA), având aspectul morfologic, pe care-l cunoaștem.

Structura Pilișca se află în stadiul final al activității sale (~ 0,7 MA). În aceste condiții evenimentele geologice, care au influențat evoluția paleogeografică a regiunii începând din Pleistocenul mediu, s-au transpus în sectorul median și sud-estic al aliniamentului vulcanic, pe aria structurilor Pilișca, Ciomad și a aparatelor vulcanice periferice din această zonă (Dealul Mare, Muntele Puturosul, Dl. Cetății).

În acest interval de timp asistăm la o ridicare generală a bazinelor intramontane și a ariilor limitrofe acestora. Astfel depozitele pliocene, care în centrul Bazinului Baraolt se aflau la cote de 150–200 m față de nivelul mării, la marginea bazinului au fost ridicate la altitudini de 650–700 m (ex: sectorul Aita Seacă). Arealul acoperit de ape din Bazinul Baraolt se restrânge la sfârșitul Pleistocenului mediu în sectorul central între localitățile Vârgghiș, Căpeni și confluența Oltului



cu pârâul Cormoș. Depozitele formate în aceste condiții conțin o bogată faună de mamifere pe baza cărora au fost încadrate litostratigrafic, date cunoscute din mai multe lucrări publicate de către: RĂDULESCO, C.; SAMSON, P.; MIHĂILĂ, N. și KOVÁCS, AL. (1965); RĂDULESCO, C. (1969); RĂDULESCO, C.; KISGYÖRGY, Z. (1970); SAMSON, P.; RĂDULESCO, C.; KISGYÖRGY, Z. (1971); SAMSON, P.; RĂDULESCO, C. (1973); RĂDULESCO, C.; SAMSON, P. (1985); RĂDULESCO, C.; SAMSON, P. (1995). Aceste lucrări au favorizat obținerea unei succesiuni stratigrafice bazate pe faună de mamifere, care este cea mai bine cunoscută din tot perimetrul studiat în Bazinul Baraolt.

În Bazinul Ciucului Inferior apele lacului existent erau în retragere în Pleistocenul inferior, fapt argumentat prin prezența depozitelor de uscat în numeroase foraje. Suprafața lacului existent se restrânge pe un aliniament îngust pe direcția localităților Sânsimion–Tușnadul Nou, depozitele fiind înlocuite de depozite detritice grosiere, sedimentate torențial, cu proveniență din marginea estică a bazinului.

#### **Date asupra imaginii paleogeografice din extremitatea sud-estică a Harghitei de Sud și a Culoarului Olt**

Începând din Pleistocenul mediu, cea mai mare parte a evenimentelor geologice, care au modificat imaginea paleogeografică a zonei, s-au transpus în sectorul sud-estic al Harghitei de Sud, unde activitatea vulcanică își cunoaște apogeul în acest interval de timp, influențând substanțial sedimentația din Bazinul Ciucului Inferior și din culoarul Bicsad-Malnaș, având repercursiuni asupra modelării reliefului și asupra sedimentației până în sectoare aflate la sud de localitatea Sfântu Gheorghe (Fig. 2).

Pentru a putea reconstitui cu fidelitate evenimentele derulate din Pleistocenul mediu și superior suntem nevoiți să apelăm la o serie de date geologice, din aliniamentul Bicsad-Malnaș-Sfântu Gheorghe și Bazinul Ciucului Inferior, reliefate în urma ultimelor studii efectuate de noi (LÁSZLÓ, A și colab. 1997b, 1999).

Fenomenele geologice, care s-au desfășurat în aceste sectoare, prezintă o dependență incontestabilă față de evenimentele vulcanice din structurile Ciomad și Pilișca, astfel ele prezintă o convergență în reconstituirea imaginii paleogeografice.

Pe baza datelor de vârstă radiometrică Pleistocenul mediu reprezintă perioada de timp când vulcanismul prezintă apogeul paroxizmal în structura Ciomad. Paralel, manifestările vulcanice din structura Pilișca (faza II) încă mai continuă. Efectul imediat asupra imaginii paleogeografice se concretizează prin formarea conurilor piroclastice, principale din structura Ciomad. Efectul secundar al acestui proces vulcanic este întreruperea legăturilor dintre Bazinul Ciucului Inferior și Bazinetul Bicsad-Malnaș, formându-se un baraj natural de aglomerate vulcanice între aceste arii depresionare. Acest fenomen a generat creșterea nivelului apei în spatele barajului, astfel în Bazinul Ciucului Inferior (și probabil în Bazinul Ciucului de Mijloc?) se formează din nou un mediu acvatic extins, cu o sedimentație specifică. În sectorul sudic al bazinului, peste aglomeratele vulcanice se formează un depozit de nisip preponderent cuarțitic, respectiv andezitic, sedimentate în condiții acvatice, cu o grosime de aproximativ 40-45 m, bine deschis în cariera situată la est de localitatea Tușnadul Nou. Cu certitudine, vârsta acestui depozit de nisip andezitic este mai mică decât vârsta conurilor de vulcanoclastite din Ciomad (Haromul Mic și Haromul Mare, de ~ 0,6 MA), aflându-se sedimentate direct peste depozitele acestora. Însă materialul vulcanic, care intră în constituția complexului nisipos este mult mai tânăr. Vârsta de formare a acestui material se poate aproxima pe baza datelor de vârstă radiometrică la maxim 0,22 MA (SZAKÁCS, AL. și colab. 1994). Astfel, vârsta acestor depozite este Pleistocen mediu, începând eventual cu interglaciațiunea Mindel-Riss, dar nu este exclus ca aceste depozite să fie mai tinere. Datările făcute de RĂDULESCO, C. și SAMSON, P. (1985), pe bază de mamifere, arată că aceste depozite corespund sau sunt mai tinere decât glaciațiunea Riss.

În aval de structura Ciomad, în Bazinetul Bicsad-Malnaș după o lacună de sedimentare se



cunoaște o succesiune de depozite nisipoase, tufitice, urmate de o stivă groasă de epiclastite și pietriș andezitic, alcătuit din petrotipuri originare din structurile Pilișca și Îndeosebi din Ciomad. Succesiunea litologică se termină cu un nivel de depozite argiloase, nisipoase, cu pietriș (fragmente de gresii, marne și roci vulcanice), maronii, deluviale. Aceste depozite s-au sedimentat acoperind întreg arealul bazinetului, actual fiind cunoscute pe ambele flancuri ale văii Oltului. Ea se poate observa în mai multe deschideri, dintre care cele de pe Valea Roșie, Valea Jimborului și cea din sud-vestul localității Mîcfaalău conțin succesiunea litologică cea mai completă. Vârsta acestor formațiuni a fost atribuită de către LITEANU, E. și colab. (1962) intervalului Villafranchian–Mindel.

Cunoscând vârsta andezitului de Malnaș (2,2–1,45 MA) (SZAKÁCS, AI. și colab. 1994), putem afirma că depozitele detritice descrise, situate deasupra acestor vulcanite, din punct de vedere litostratigrafic aparțin părții superioare a Pliocenului inferior, respectiv Pliocenului mediu.

După originea elementelor constituente ale nivelului de pietriș andezitic, ele provin aproape în exclusivitate din structura Ciomad și Pilișca. Astfel acestui orizont îi putem atribui o vârstă cuprinsă între Mindel și Riss. În urma studiilor efectuate și pe baza succesiunii litostratigrafice BANDRABUR, T. (1971) îi atribuie o vârstă asemănătoare.

În aceste condiții depozitele nisipoase, tufitice, aflate între depozitele marnoase (culcuș) și nivelul de pietriș andezitic (în acoperiș) poate avea o vârstă cuprinsă la limita Pleistocenului inferior–Pleistocen mediu și se pot considera ca produse ale activității extrusive din Pilișca și Ciomad.

Partea superioară a succesiunii litologice, prin analogie cu vârsta depozitelor continentale, similare din golful Sfântu Gheorghe, pe baza faunei de mamifere descrise acolo de SAMSON, P. și colab. (1969) și în concordanță cu datele publicate de PELTZ, S. (1971b), o atribuim perioadei glaciare Würm.

În continuare, în deslușirea evenimentelor derulate în Pleistocenul mediu și superior pe

sectorul Tușnad–Sfântu Gheorghe o importanță majoră prezintă succesiunea litologică din golful Sfântu Gheorghe, cunoscută în cariera de nisip de la Zoltan, studiată granulometric, morfometric, sedimentologic și din punct de vedere genetic de către LÁSZLÓ A. și colab. (1997b, Fig. 3B).

Colona litologică de la Zoltan prezintă o succesiune litologică tipică de regresivitate, cu micșorarea treptată a adâncimii mediului acvatic, trecând de la unul acvatic-lacustru la unul deltaic, apoi la unul fluviatil, și urmat în final de unul terestru, continental. Din această imagine excepție face orizontul de pietriș situat în zona mediană a succesiunii litologice, sedimentat torențial și într-o perioadă foarte scurtă de timp, fără să prezinte o sortare în prealabil.

Prezența orizontului de pietriș depus torențial în complexul detritic de la Zoltan se poate pune în legătură directă cu ruperea barajului de vulcanoclastite de la Tușnad Băi. Acest fenomen putea fi generat de manifestările explozive reînnoite, de scurtă durată, dar de mare intensitate, derulate în ultima fază de activitate din structura Ciomad, care s-a soldat cu un aport relativ mic de material vulcanic, format în principal din lapili vulcanici, piatră ponce, bombe vulcanice și asociat cu extruderea unui volum mare de gaze. Fenomenul a fost generat probabil de creșterea nivelului apei din spatele barajului natural de aglomerate vulcanice, care a avut posibilitatea de a se infiltra în nivelurile inferioare ale conului de piroclastie din structura Ciomad (Fig. 2). Apa infiltrată, ajungând în contact cu masele fierbinți din profunzimea structurii, a generat o vaporizare bruscă, determinând explozii violente (hidroexplozii sau explozii freactice).

*Acest fenomen a fost semnalat în cazul a numeroși vulcani: Lassen Peak, SUA în 1914–1917, Big Hole, SUA, vulcanul Taal din insula Luzon, Filipine, în 1965 și 1966. Cel mai tipic caz de acest fel rămân manifestările explozive ale vulcanului Krakatau din 1883, generate de infiltrarea apei oceanice în structurile inferioare ale vulcanului, având ca rezultat extruderea unui volum mare de cenușă vulcanică la aproximativ 80 km înălțime și formarea de piatră ponce.*



Vârsta cea mai nouă posibilă a acestui eveniment vulcanic, exploziv din structura Ciomad se poate încadra, pe baza determinărilor radiometrice obținute pentru piatră ponce, la 35.000–40.000 ani, ca fiind ultimele manifestațiuni vulcanice semnalate și date radiometrice (MORIYA, I. și colab. 1996). (Datele publicate de JUVIGNÉ, E. (1994) nu le-am considerat concludente din motivul incertitudinii poziției stratigrafice a fragmentelor de lemn incarbonizat analizat). Vârsta obținută de MORIYA, I. și colab. reprezintă datarea radiometrică K-Ar pentru momentul formării ultimului nivel de piatră ponce. În acceptarea ideii, pe baza căreia produsele de piatră ponce s-au extrus în mai multe rânduri (cel puțin două), atestat și de coloanele litologice de la Bicsad, Zoltan și Tușnad Sat, putem aprecia formarea primelor produse de piatră ponce la aproximativ 0,1-0,15 MA (SZAKÁCS, Al. și colab. 1994), după conturarea craterelor Mohoš și Sf. Ana. Această vârstă atribuită pentru primul nivel de piatră ponce aflat în culcușul orizontului de pietriș din cadrul succesiunii litologice de la Zoltan, este în totală concordanță cu datările efectuate de SAMSON, P. și colab. (1969) pe baza faunei de mamifere, determinate în această zonă.

Pe baza rezultatelor de vârstă K-Ar, ruperea barajului de vulcanoclastite de la Tușnad Băi se poate data în linii generale între 100.000 ani și 35.000 ani, ceea ce ar reprezenta perioada interglaciară Riss–Würm, începutul perioadei glaciare Würm.

Evoluția paleogeografică din extremitatea sudică a Harghitei de Sud, din Bazinul Ciucului Inferior și culoarul Oltului, până în dreptul localității Coșeni, derulată în Pleistocenul mediu și superior, a fost influențată în primul rând de evoluția activității vulcanice din structurile Ciomad și Pilișca. Formarea structurii vulcanice Ciomad a determinat generarea unui baraj de vulcanoclastite, creșterea nivelului apei în spatele acestuia și continuarea sedimentației acvatică în Bazinul Ciucului Inferior și de Mijloc până în Pleistocenul superior. În urma vidării acestor bazine, prin ruperea barajului natural, se instalează mediul de turbărie binecunoscut din

împrejurimile localităților Sântimbru, Sânsimion din Bazinetul Ciucului Inferior, respectiv la Ciaracio, Ciceu din Bazinetul Ciucului de Mijloc.

Formarea structurilor vulcanice Pilișca și Ciomad au influențat sedimentația bazinetului din culoarul Bicsad-Malnaș, în aval de localitatea Bicsad, aceasta fiind colmatat de depozitele vulcanoclastice amintite. În același timp, apariția celor două structuri vulcanice a avut rol hotărâtor asupra sedimentației și evoluției paleogeografice din Pleistocenul mediu și superior din golful Sfântu Gheorghe. Rețeaua hidrografică, care făcea legătura dintre Bazinul Ciucului și Depresiunea Bârsei, a fost întreruptă în Pleistocenul mediu datorită formării celor două structuri vulcanice, restabilindu-se în forma sa finală numai la sfârșitul Pleistocenului superior, probabil în perioada glaciară Würm.

În Pleistocenul mediu putem constata ultimele efecte ale unei mișcări tectonice, concretizate printr-o balansare a structurilor flișului sesizabile în zona Baraolt și golful Sfântu Gheorghe. În sectorul Tușnad Băi–Aita Seacă se accentuează fenomenul de ridicare a structurilor, pe când înspre sud de Sfântu Gheorghe se constată o scufundare accentuată a acestora, argumentată și de retragerea treptată a apelor din Bazinetul Sfântu Gheorghe și Bicsad înspre mijlocul Depresiunii Bârsei. Această regresivitate s-ar putea pune în legătură și cu momentul deschiderii Culoarului Augustin–Racoșul de Jos din Munții Perșani.

Volumul de material vulcanic, originar din structurile Ciomad și Pilișca, sedimentat în Bazinul Ciucului Inferior, Bazinetul Bicsad–Malnaș, respectiv golful Sfântu Gheorghe ne sugerează formarea unui volum aproape dublu de vulcanite față de cel cunoscut în edificiul vulcanic actual al Ciomadului.

## Concluzii

Reactivarea mișcărilor tectonice în Pleistocenul inferior generează o nouă etapă de paroxism în activitatea vulcanică, inițiind o intensificare a activității vulcanice în sectoarele sudice ale aliniamentului vulcanic principal al Harghi-





tei. Consecința imediată a acestor fenomene a fost întreruperea treptată a legăturilor dintre bazinele intramontane Ciucului Mediu și Ciucului Inferior cu Depresiunea Bârsei, respectiv cu Bazinul Dacic, cât și retragerea treptată a apelor în părțile sudice ale Bazinului Baraolt și Bârsei. Ruperea legăturilor dintre bazinele intramontane este efectul conjugat al mișcărilor de ridicare ale acestor sectoare și ale zonelor limitrofe, cu intensificarea concomitentă a activității vulcanice, respectiv efectul modelator al fenomenelor de eroziune a formelor de relief pozitiv și colmatare treptată a zonelor depresionare. Izolarea bazinelor Ciucului este generată de formarea structurii Pilișca (faza II) și de începerea activității vulcanice în același timp în structura Ciomad. (Faptul că la Tușnad Băi, în zona gării încă sunt prezente depozitele marnoase, cărbunoase, pliocene ale Bazinului Ciucului, iar în Bazinetul Bicsadului și în infrastructura aparatului vulcanic Malnaș este de asemenea prezent același tip de depozit, ne sugerează legăturile existente între aceste sectoare în Pliocen. Ele au fost întrerupte de activarea sistemului de fracturi est-vest pe acest aliniament, având ca efect formarea pragului de fliș, la sud de lacul Ciucaș (Tușnad Băi) și de formarea structurilor vulcanice Pilișca și Ciomad.

Pe cele două flancuri ale aliniamentului vulcanic principal, în Pleistocenul inferior și mediu se formează medii lacustre cu formare de depozite diatomitice, iar ulterior a depozitelor cu conținut de piatră ponce, urmate într-o fază următoare de generarea de către eroziune a principalelor cursuri hidrografice.

Concluzionând datele existente într-o imagine mai generală, putem afirma că la începutul Pleistocenului mediu aliniamentul vulcanic principal al Harghitei avea un aspect morfologic în general asemănător cu cel actual. Structurile Luci-Lazul și Cucu au avut imaginea morfologică actuală, fără să prezinte gradul de eroziune din zilele noastre, structurile vulcanice din grupul Malnaș-Bicsad și-au încheiat activitatea încă în Pleistocenul inferior, iar structura Pilișca se află în stadiul final al activității sale.

În Pleistocenul mediu și superior principalele evenimente desfășurate se transpun în sec-

toarele sud-estice ale aliniamentului vulcanic. Manifestările vulcanice din zona Pilișca, dar mai ales din aria Ciomad, au generat formarea barajului natural de aglomerate vulcanice de la Tușnad Băi. Acest fenomen a provocat creșterea nivelului apei din spatele barajului, perpetuând condițiile unui mediu lacustru în Bazinul Ciucului până în Pleistocenul superior, perioadă de timp, în care în Bazinul Baraolt și al Bârsei mediul acvatic este în regres, iar depozitele pliocene de la marginea nordică a bazinelor au fost ridicate de mișcări tectonice ulterioare la 650–700 m altitudine.

Ultimele manifestări vulcanice, din pleistocenul superior, de scurtă durată, au fost de natură explozivă, derulate într-un proces foarte violent, desfășurat în structura Ciomad. Acest fenomen a fost generat de hidroexplozii, care a determinat ruperea pragului de vulcanoclastite de la Tușnad Băi și „vidarea” Bazinului Ciucului Inferior de o parte din depozitele sedimentate. Fenomenele hidro-explozive din structura Ciomad au fost probabil generate de infiltrarea apei acumulate în spatele barajului natural în infrastructura conurilor de vulcanoclastite, unde ajungând în contact cu masele fierbinți din profunzime, au generat vaporizări instantanee, determinând exploziile cu caracter nemagmatic de tip freatic.

Influența activității vulcanice din structura vulcanică Ciomad și Pilișca, cât și a fenomenului de antrenare a mării mase de vulcanoclastite și a depozitelor sedimentare din Bazinul Ciucului, se poate recunoaște până în sectoarele aflate la sud de localitatea Sfântu Gheorghe, modelând morfologia acestei zone. Aceasta s-a soldat cu formarea în Pliocenul mediu și superior, la sud de Olteni, a depozitelor sedimentare detritice, alcătuite din material de origine vulcanică de 12–15 m grosime, depuse succesiv în mediu subacvatic, deltaic, fluvio-lacustru și în cele din urmă în condiții de uscat. Ruperea pragului de vulcanoclastite a determinat antrenarea unui mare volum de material detritic grosier din Bazinul Ciucului și din structurile vulcanice Pilișca și Ciomad, având un rol hotărâtor în modelarea Culoarului Tușnad-Bicsad-Malnaș.



## Bibliografie

1. AIRINEI, ȘT.; GEORGHIU, C.; IANCU, I. (1965): **Consi-derații asupra evoluției geologice și geomorfologice a depresiunii Ciucului.** *Comunicări geol.*, vol I, S.S.N.G., București.
2. ATANASIU, I. (1939): **Zăcămintele de minereu de fier din regiunea Vlăhița-Baraolt (Harghita).** *D. S. Inst. Geol. Rom.* vol. XIX, București.
3. BAICANTAN, N. (1981): **Phenomenes periglaciaires pleistocenes dans le secteur central des monts de Bodoc.** *Rev. roum. geol. geoph. geogr. Acad. R.S.R.* vol. 25/1, p. 157–166, București.
4. BANDRABUR, T. (1964): **Contribuții la cunoașterea geologiei și hidrogeologiei depozitelor cuaternare din bazinul Sf. Gheorghe.** *D. S. Com. Geol.* vol. L/2, București.
5. BANDRABUR, T. (1971): **Itinerary: Brașov–Coșeni–Sf. Gheorghe–Malnaș–Bicsad–Tușnad–Brașov.** *Guidebook for excursion Prahova Valley– Brașov Basin, INQUA,* București.
6. BANDRADUR, T.; ROMAN, Ștefana (1972): **Contribuții privind cunoașterea cuaternarului depresiunii intracarpate a Ciucului.** *Stud. tehn. econ. seria Geol. Cuaternarului*, nr. 4, Inst. Geol. Geof., București.
7. BÁNYAI, J. (1922): **Studiul geologic asupra flancului de vest-mijlociu al munților Harghita.** *D. S. Inst. Geol. Rom.* vol. X, București.
8. BÁNYAI J. (1927): **A felső Olt-szorosok geológiai viszonyai.** *Erd. Irod. Szemle.* Kolozsvár.
9. BÁNYAI J. (1929): **A Hargita vulkanikus kőzeteinek elterjedése.** In: *Emlékkönyv, Székely Nemzeti Múzeum*, p. 503–507, Minerva Irod. és Nyomdai Műintézet, Kolozsvár.
10. BÁNYAI J. (1932): **A Hargita déli részének opál-lerakódásairól.** *Magyar Tudományos Akadémia Matematikai és Természettudományi Értesítője*, XLIX k., Budapest.
11. BULLA B. (1948): **A két Csíki-medence és az Olt-völgy kialakulásáról.** *Földr. Közl.*, Budapest.
12. CASTA, I. (1971): **Premières données sédimentologiques sur des témoignages de phénomènes periglaciaires quaternaires dans le bassin Brașov, Roumanie.** *C. R. Acad. Sc.*, 272, Paris.
13. CASTA, I. (1980): **Les formations quaternaires de la Depression de Brașov, Roumanie.** These dr., 256 p., Univ. d'Aix Marseilles.
14. COTEȚ, P. (1971): **Geomorfologia regiunilor eruptive. Trăsăturile fundamentale ale reliefului Munților Gurghiu–Harghita.** *Stud. Cerc. Geol. Geogr. Geof., seria Geogr.* tom. XVIII, nr. 2, București.
15. GHENEA, C., și colab. (1981): **Pliocene and Pleistocene deposits in the Brașov Depression. 1–3 June, SEQS, Guidebook for the field excursion.** SEQS-INQUA, Bucharest.
16. GHEORGHIU, C. (1956): **Relațiile dintre sedimentele terțiare și eruptivul lanțului Harghita, fenomene postvulcanice.** *D. S. Comit. Geol.*, vol. XL, p. 131–137, București.
17. IANCU, M. (1965a): **Depresiunea Brașovului.** Teză de doctorat, Cluj.
18. IANCU, M. (1965b): **Terasele Oltului în Depresiunea Brașovului.** *Analele Univ. Buc. Ser. St. Nat. Geol. Geogr.* XIV/1, București.
19. JUVIGNÉ, E.; GEWELT, M.; GILOT, E.; HUNGTGEN, C.; SEGHEDI, I.; SZAKÁCS, AI.; GÁBRIS, Gy.; HADNAGY, Á.; HORVÁTH, E. (1994): **Une eruption vieille d'environ 10700 ans (<sup>14</sup>C) dans les Carpates Orientales (Roumanie).** *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 318, serie II, p. 1233–1238, Paris.
20. KARÁTSON D. (1990): **Kárpáti kalderák értelmezése a morfometria tükrében.** *Földr. Közl.*, CXIV k. 3–4, p. 129–137, Budapest.
21. KARÁTSON D.; PÉCSKAY Z.; SZAKÁCS S.; SEGHEDI, I. (1992): **Kialudt tűzhányók a Hargitában: a Kakukkhegy. (An extinct volcano in the Harghita Mts: Mt. Cucu).** *Tudomány* (Hungarian version of *Scientific American*), no. 1, p. 70–79, Budapest.
22. KRISTÓ A. (1955): **A Csíki-medence földtörténete.** Muzeul Raional, Miercurea Ciuc
23. KRISTÓ A. (1957): **A Csíki-medencek geomorfológiai problémái.** *Csíki Mzeum Kzlemnyei*, Csíkszereda (Muzeul Raional Miercurea-Ciuc).
24. KRISTÓ, A. (1972a): **Date cu privire la evoluția rețelei hidrografice a Oltului superior în depresiunea Ciucului.** *Aluta*, 241–148, Muzeul Jud. Sf. Gheorghe.
25. KRIST, A. (1972b): **Unele probleme privind delimitarea și denumirea unităților de relief din împrejurimile depresiunilor intracarpate ale Oltului superior.** *Aluta*, p. 241–249, Muzeul Jud. Sfintu Gheorghe.
26. KRISTÓ, A. (1974): **Unele aspecte hidrogeologice ale apelor minerale de pe teritoriul orașului Miercurea-Ciuc și al împrejurimilor.** In: *Factori terapeutici naturali din județul Harghita*, 124–130, Miercurea Ciuc.
27. KRISTÓ A. (1980): **Csíkszereda környékének geomorfológiája. Geomorfologia împrejurimilor orașului Miercurea-Ciuc.** *Acta Hargitensia*, 273–298, Miercurea-Ciuc.
28. LÁSZLÓ, A.; DÉNES, I. (1996): **Elemente structural-tectonice pentru un model evolutiv în zona bazinului Baraolt. Structural data about the geological evolution model of the Baraolt Basin.** *Acta*, 9–16, Muzeul Național Secuiesc–Muzeul Secuiesc al Ciucului, Sf. Gheorghe.
29. LÁSZLÓ A., KOZÁK M., PETŐ Anna Krisztina (1997): **Korrelatív eseménytörténeti rekonstrukció a Baróti-medence s a DNY-Hargita pontuszi–pleisztocén vulkáni-vulkanoszediment képződésényei alapján. Reconstituire geocronologică corelativă, a evenimentelor geologice din Bazinul Baraolt și din SV-ul Harghitei, pe baza formațiunilor vulcanice și vulcanogen-sedimentare pontian–pleistocene. Correlative reconstruction of the history of events in the Baraolt basin and SW Harghita on the grounds of Pontine–Pleistocene volcanic-volcanosediment formations.** *Acta*, p. 9–20, Muzeul Național Secuiesc–Muzeul Secuiesc al Ciucului, Sf. Gheorghe.
30. LÁSZLÓ, A.; KOZÁK, M. (1998a): **Pliocene–Pleistocene volcanosediment levels in the young sediment series of the Baraolt basin.** *Studia*, anul XLIII, 2, 101–118, Univ. „BABEȘ-BOLYAI”, Cluj-Napoca.



31. LÁSZLÓ A., KOZÁK M. (1998b): **Pliocén–pleistocén vulkanoszediment színtek a Baróti-medence fiatal üledék-sorában.** *Acta*, 19–30, Muzeul Național Secuiesc–Muzeul Secuiesc al Ciucului, Sf. Gheorghe.
32. LÁSZLÓ, A.; DÉNES, I. (1998c): **Date structural-tectonice oferite de imaginea de satelit, pentru zona vulcanicelor din Harghita de Sud și a bazinelor limitrofe, Baraolt și Ciuc.** *Acta*, 9–18, Muzeul Național Secuiesc–Muzeul Secuiesc al Ciucului, Sf. Gheorghe.
33. LÁSZLÓ, A. (1999a): **Evoluția tectonică a ariei Baraolt – Harghita de Sud – Ciuc reflectată prin succesiunea evenimentelor vulcanice din Harghita de Sud, din perioada pliocen–pleistocenă.** *Acta*, 11–22, Muzeul Național Secuiesc–Muzeul Secuiesc al Ciucului, Sf. Gheorghe.
34. LÁSZLÓ, A. (1999b): **Studiul geologic al structurilor vulcanice din partea sudică a Masivului Harghita.** Teză de doctorat, Catedra de Geologie, Univ. BABEȘ–BOLYAI, Cluj-Napoca.
35. LÁSZLÓ, A.; KOZÁK, M.; SZAKÁCS, AI.; SEGHEDI, I. (2000): **Relationships between Pliocene–Pleistocene volcanism and tectonics in the Harghita Mountains (Eastern Carpathians, Romania).** IAVCEI (International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior), Volcanological Survey of Indonesia, Bandung, 19–20 Jul. 2000.
36. LÁSZLÓ, A., (2000): **Contributions to the Paleogeographical evolution of the Southern Harghita and the Neighbouring Areas during the Pontian–Pleistocene.** The 4<sup>th</sup> Symposium Baia Mare Branch of the Geological Society of Romania, 16–18 Nov. 2000. *Anuarul Institutului Geologic al României*, vol. 72, Special Issue, București.
37. LÁSZLÓ, A. (2000): **Date asupra paleogeografiei ariei Harghita de Sud și a sectoarelor limitrofe, de la sfârșitul Pontianului până în Pliocenul superior.** *Acta*, p. 9–20, Muzeul Național Secuiesc–Muzeul Secuiesc al Ciucului, Sf. Gheorghe.
38. LITEANU, E.; MIHĂILĂ, N.; BANDRABUR, T. (1962): **Contribuții la studiul cuaternarului din Bazinul mijlociu al Oltului (Bazinul Baraolt).** *Stud. Cerc. Geol.*, vol. VII/3-4, 48–51, București.
39. MICHAİLOVA, N.; GLEVASOVSKAIA, A.; SYKORA, V.; NESTIANU, I. & ROMANESCU, D. (1983): **New paleomagnetic data for the Călimani, Gurghiu and Harghita volcanic Mountains in the Romanian Carpathians.** *An. Inst. Geol. Geofiz.*, vol. 63, 101–111, București.
40. MORIYA, I.; OKUNO, M.; NAKAMURA, T.; ONO, K.; SZAKÁCS, AI.; 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*, VII, 255, at Nagoya University.
41. PATRULIUS, D.; MIHĂILĂ, N. (1966): **Stratigrafia depozitelor cuaternare din împrejurimile Brașovului și neotectonica Depresiunii Bîrsei.** *An. Com. Stat al Geol.*, vol. 35, 259–298, București.
42. PELTZ, S. (1970): **Observații asupra paleogeografiei teritoriului lanțului eruptiv Călimani–Gurghiu–Harghita în cursul Pliocenului (II).** *Stud. Cerc. Geol. Geof. Geogr.*, ser. Geol., 15, 2, București.
43. PELTZ, S. (1971a): **Erupții și structuri vulcanice.** *Bul. Geol. M.M.P.G.* vol.V/2, 2–5, București.
44. PELTZ, S. (1971b): **Contribuții la cunoașterea formațiunii vulcanogen-sedimentare pleistocene din sudul munților Harghita și nord-estul bazinului Baraolt.** *D. S. Inst. Geol. Geof.*, vol. LVII/5, 173–189, București.
45. PELTZ, S.; SEGHEDI, I.; GRABARI, G. & POPESCU, G. (1987): **Strontium isotope composition of the volcanic rocks from the Călimani, Harghita and Perșani mountains.** *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, vol. 72–73/1, 309–321, București.
46. PÉCSKAY Z.; SZAKÁCS S.; SEGHEDI, I.; KARÁTSÓN D. (1992): **Új adatok a Kakukkegy és szomszédsága (Dél-Harghita, Románia) geokronológiai értelmezéshez. Contributions to the geochronology of Mt. Cucu volcano and the South Harghita (East Carpathians, Romania).** *Földtani Közlöny*, 122/2–4, 265–286, Budapest.
47. PÉCSKAY, Z.; EDELSTEIN, O.; SEGHEDI, I.; SZAKÁCS, AI.; KOVÁCS, M.; CRIHAM, M. & BERNÁD, A. (1995): **K-Ar dating of Neogene-Quaternary calc-alkaline volcanic rocks in Romania.** *Acta Vulcanol.* vol. 7 (2), p. 53–61, Pisa–Roma.
48. POP, E. (1960): **Mlaștinile de turbă din R. P. Română.** Ed. Acad. R.P.R., București
49. RĂDULESCO, C.; SAMSON, P.; MIHĂILĂ, N.; & KOVÁCS, AI. (1965): **Contribution a la connaissance de faunes de Mammifères Pleistocene de la depression de Brașov (Roumanie).** *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 16, 132–188, Ohningen.
50. RĂDULESCO, C.; KOVÁCS, AI. (1966): **Noi contribuții la cunoașterea faunei de mamifere fosile din Bazinul Baraolt (Depresiunea Brașov).** *Lucr. Inst. Speol. „Emil RACOVITĂ”*, vol. 7, București.
51. RĂDULESCO, C.; KISGYÖRGY, Z. (1970): **Contribution a la connaissance de la faune de Mammifères du Villafranchien inférieur de Căpeni, Vîrghiș.** *Aluta*, 11–24, Muzeul Jud. Sf. Gheorghe.
52. RĂDULESCO, C.; SAMSON, P. (1985): **Pliocene and Pleistocene Mammalian Biostratigraphy in Southeastern Transylvania (Romania).** *Trav. de l'Inst. de Speol. „Emil Racoviza”*, vol. XXIV, Cluj-Napoca.
53. RĂDULESCO, C.; SAMSON, P. M. (1995): **Review of Villafranchian s.s. faunas of Romania. II Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences, vol. 8/2, 377–382, Associazione Italiana per lo studio del Quaternario.**
54. SAMSON, P.; RĂDULESCO, C.; KOVÁCS, AI. (1969): **Faunele de Mamifere și stratigrafia cuaternarului în depresiunea Brașov.** *Aluta*, Muzeul județean Sf. Gheorghe.
55. SAMSON, P.; RĂDULESCO, C. (1969): **Faunele de mamifere cuaternare din bazinele Ciuc și Borsec (jud. Harghita).** *Lucr. Inst. de Speol. „Emil Racovită”*, vol. VIII, București.
56. SAMSON, P.; RĂDULESCO, C.; KISGYÖRGY, Z. (1971): **Nouvelles donnees sur la faune de Mammifères du Villafranchien inférieur de Căpeni–Vîrghiș (Depression de Brașov, Roumanie).** *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 22, Ohningen.



57. SAMSON, P.; RĂDULESCO, C. (1973): **Les faunes de Mammifères et la limite Pliocene-Pleistocene en Roumanie.** *Trav. Inst. Speol. „Emile Racovitză”*, 12, 191–228, Bucarest.
58. SAVU, M. Gh. (1984): **Studiul geologic al regiunii cuprinse între localitățile Filia–Virghiș–Baraolt–Aita Mare–Malnaș Băi–Bicsad–Herculian, cu privire specială asupra depozitelor de lignit.** Teza de doctorat, Fac. Geol. Geogr. Univ. București.
59. SCHREIBER, W. E. (1972): **Încadrarea geografică și geneza masivului Ciomadu.** *Studia Univ. „BABEȘ-BOLYAI”, seria Geogr.*, f. 1, Cluj.
60. SCHREIBER, W. E. (1980): **Geomorfologie a munților Harghita.** Teza de doctorat. Univ. Cluj-Napoca, 180 p.
61. SCHREIBER, W. E. (1994): **Munții Harghita. Studiu geomorfologic.** Ed. Acad. Rom. București.
62. SZAKÁCS, AL.; SEGHEDI, I.; JÁNOSI, CS. (1984): **Considerații privind geneza acumulărilor de piatră ponce din munții Harghita de Sud.** Al II-lea Simpozion Geologic. Gheorgheni (manuscris).
63. SZAKÁCS, AL. (1986): **Considerații privind distribuția spațială regională a mineralizațiilor de siderită asociate vulcanismului neogen din lanțul eruptiv Călimani–Gurghiu–Harghita.** Simpozion, 19–21 nov. 1986, Gheorgheni.
64. SZAKÁCS, AL.; SEGHEDI, I.; PÉCSKAY Z. (1993): **Peculiarities of South Harghita Mts. as terminal segment of the Carpathian Neogene to Quaternary Volcanic Chain.** *Rev. Roum. Geol. Geof. Geogr.* seria Geologie, tom. 37, 21–36, București.
65. SZAKÁCS, AL.; SEGHEDI, I.; PÉCSKAY, Z.; KARÁTSÓN, D. (1994): **Time-Space evolution of Neogene/Quaternary Volcanism in the Călimani–Gurghiu–Harghita Volcanic Chain (East Carpatians, Romania).** International Volcanological Congress IAVCEI, Sept. 1994, Ankara.
66. SZAKÁCS, AL.; SEGHEDI, I. (1998): **Premises of tephrological investigation of the Quaternary in Romania.** *Romanian Journal of Stratigraphy*, vol. 77, București.
67. SZÁDECZKY K. GY. (1929): **A Székelyföld képződése.** In: *Emlékkönyv, Székely Nemzeti Múzeum*, p. 491–502. Minerva Irod. s Nyomdai Műintézet, Kolozsvár.
68. SZÉKELY A. (1959): **Az erdélyi vulkanikus hegységek geomorfológiai problémái.** *Földr. Közl.*, 3–4, 235–263, Budapest.
69. TÖVISSI, J. (1972): **Schimbarile albiei Oltului la extremitatea de sud a Munților Baraoltului.** *Aluta*, 249–260, Muzeul județean Sf. Gheorghe.
70. TÖVISSI, I. (1974): **Morfogeneza văii Oltului superior.** *Stud. Univ. „BABEȘ-BOLYAI”, ser. Geographica*, 2, Cluj.
71. TÖVISSI J. (1997): **Az Olt külsőbei.** Simpozion geologic. „Geo '97”. M.-Ciuc.

(Numele de familie au fost evidențiate prin majuscule din considerente de redactare. **Red.**)

## Adatok a Dél-Hargita és környékének pleisztocén ösföldrajzi rekonstrukciójához

(Kivonat)

A dolgozat a 2000-ben megjelent tanulmány folytatásaként a Keleti-Kárpátok neogén vulkáni vonulatának déli szegmense, illetve a környező belső medencék vázlatos pleisztocén ösföldrajzi rekonstrukcióját célozza. Kiindulási alapját az utóbbi évtizedekben megjelent vonatkozó dolgozatok képezik, kiegészítve terepszemlénkkal, adatfeldolgozásainkkal. Korábbi dolgozataink ide vágó, új rétegtani, szedimentológiai, tektonikai adatait is belefoglaltuk, kiegészítve a koradatpontosításokkal. Megfigyeléseink körvonalazzák a morfológiai és ösföldrajzi modelláló erejű, fontosabb események jelentőségét a Keleti-Kárpátok belső és déli területein, a pleisztocén folyamán. Az ösföldrajzi kép változása a rövid időszakban főleg a töréses tektonika, a mézsalkáli vulkanizmus, illetve az eróziós és a belső medencékbeli feltöltődési folyamat földtani eseményeinek közös eredménye. A dolgozat taglalja a Dél-Hargita főbb vulkáni szerkezeteinek fejlődéstörténetét, kihangsúlyozva azoknak a jellegzetes eseményeknek a csoportját, amelyek számottevően hozzájárultak az ösföldrajzi kép változásához. Ugyanakkor nyomon követi a szomszédos területeken, főleg a belső medencékben párhuzamosan lejátszódó földtani eseményeket, kapcsolatukat a vulkáni események sorozatával, fejleményeivel, ezek fejlődéstörténetét. A Barót-medence, a Hargita-hegység, a Csíki-medence és a Bükszád–Málnás folyosó területén a pleisztocénben genetikailag különböző, de fejlődéstörténetileg összeilleszkedő, egymást befolyásoló események láncolatát mutatja be.



## New Data on the Paleogeographical Evolution of the Southern Harghita Area and the Adjacent Regions during Pleistocene

(Abstract)

The paper represents an extension of the study performed in year 2000 on the paleogeographical evolution and on the most recent geological events recorded in the southern extremity of the Neogene volcanic arc in the Eastern Carpathians, and the adjacent areas. The research is based on a vast number of previously published geological, and morphological data concerning the Baraolt – Southern Harghita – Ciuc, and Bicsad–Malnaş Corridor areas, completed with our own observations and studies. The latter were mainly focused on some specific aspects concerning sedimentology, age determination, tectonics, volcanic evolution and paleogeography. Our studies evidenced the main events during Pleistocene, that essentially contributed to modelling the morphology and paleogeography of the internal-southern areas of the Eastern Carpathians orogenic region. These events were the results of the combined action of the most recent tectonic phenomena, of the volcanic activity and of the gradual erosional-filling-in processes over the last two million years. The paper presents the evolution of the main volcanic structures, especially focusing on some specific processes and their effects on the regional paleogeography. Based on that, we attempted to present in a chronological order the geological events during Pleistocene in the Lower Ciuc basin, in the Bicsad–Malnaş Corridor, and respectively the Sfântu Gheorghe gulf and the Southern Harghita areas. The connections between these events and the effect of volcanic activity in Pilişca and Ciomad structures on the adjacent areas were also underlined.

### Legendă la Figura nr. 1 și 2:

1. mlaştină oligotrofă; 2. mediu acvatic cu formare de depozite specifice (gheizerit, opal, diatomit, siderit, niveluri de piatră ponce resedimentat); 3. mediu acvatic cu formare de depozite sedimentare și vulcanoclastice (zonele depresionare ale Bazinului Baraolt și Ciuc); 4. depozite Pliocen–Pleistocene din bazinele limitrofe vulcanitelor; 5. formațiuni de fliș Cretacic; 6. formațiuni ale Unității cristalino-mezozoice (Munții Perşani); 7. centru de erupție fără crater; 8. centru de erupție cu crater; 9. calderă; 10. con vulcanic; 11. domuri vulcanice; 12. vulcanoclastit; 13. direcția generală de eroziune a depozitelor de origine vulcanică; 14. direcția generală de eroziune a depozitelor sedimentare antepleistocene; 15. limita geologică actuală a unităților geologice și a structurilor vulcanice principale; 16. limita geologică din Pleistocen; 17. localitate; 18. zona inactivă a aliniamentului vulcanic; 19. zona activă a aliniamentului vulcanic sau zonă în formare; 20. zona activă a aliniamentului vulcanic (etapa următoare); 21. incertitudini.



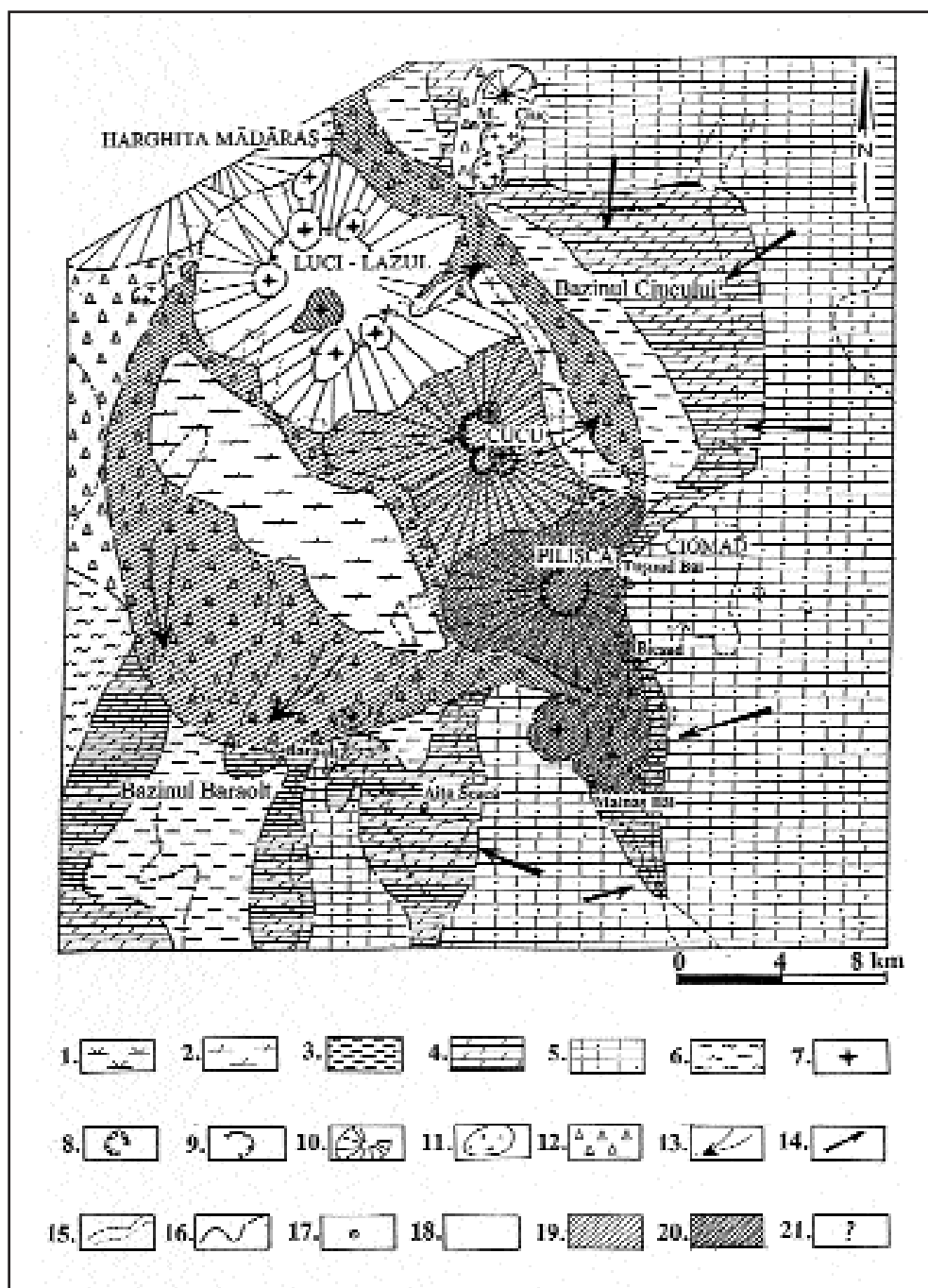


Figura 1 Schița paleogeografică a ariei Harghita de Sud și a zonelor limitrofe din Pleistocenul inferior



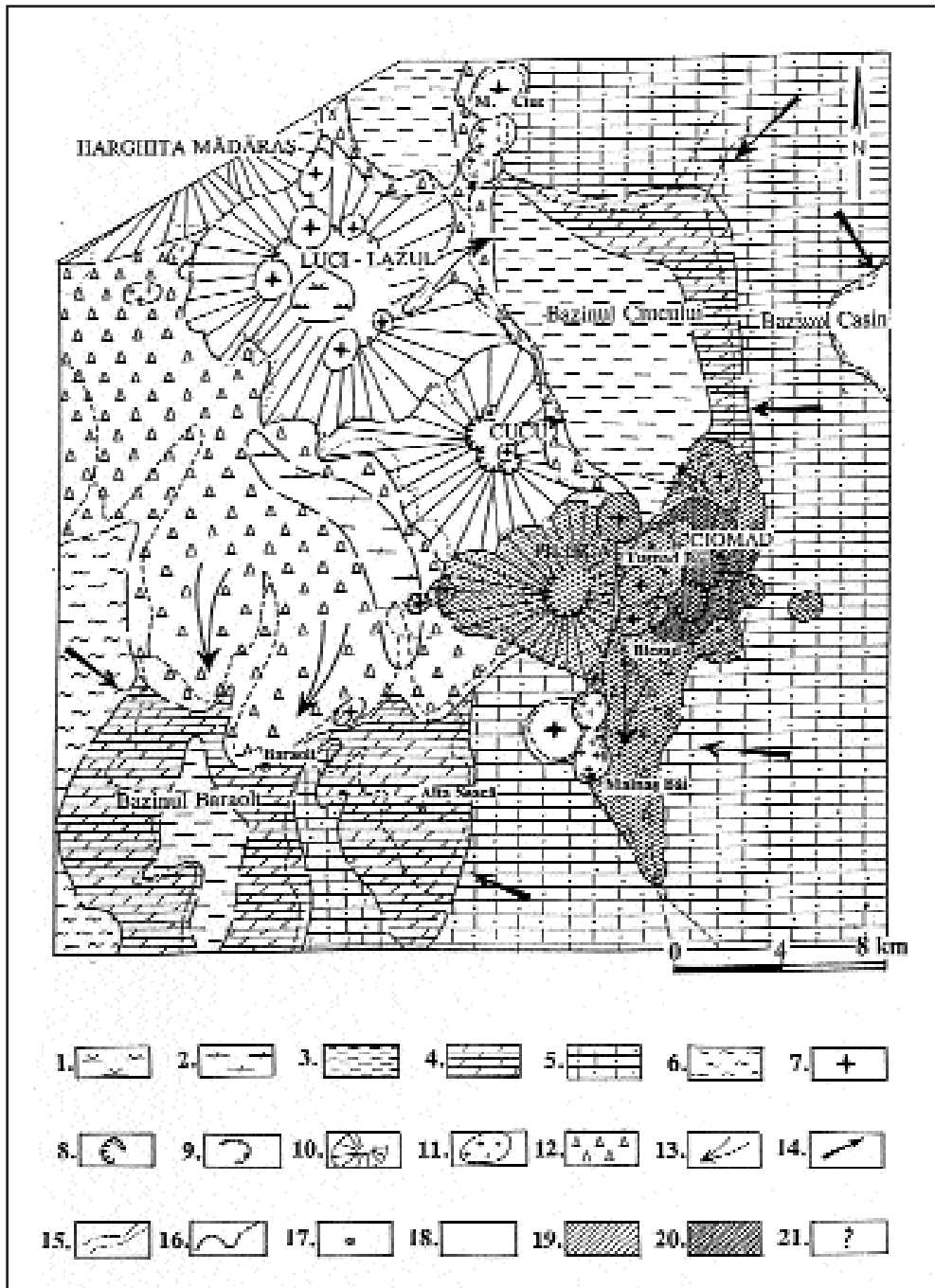


Figura 2 Schița paleogeografică a ariei Harghita de Sud și a zonelor limitrofe din Pleistocenul mediu și superior

