

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

Prescurtările utilizate pentru orașe / A városok nevének rövidítése: A – Ajud, AI – Alba Iulia/Gyulafehérvár, B – Baraolt/Barót, BB – Bălan/Balánbánya, BI – Bicăz, BL – Blaj/Balázsfalva, BC – Bacău/Bakó, BS – Borsec/Borszék, BU – Buhuși, C – Comănești, CM – Copsa Mică/Kiskapus, CS – Miercurea-Ciuc/Csíkyszereda, CT – Câmpia Turzii/Aranyosgyéres, D – Dumbrăveni/Erzsébetváros, DM – Târnăveni/Dicsőszentmárton, O – Onești (Gheorghe Gheorghiu-Dej), H – Toplița/Maroshévíz, I – Iernut/Radnót, IB – Întorsur Buzăului/Bodzaforduló, K – Covasna/Kovászna, KV – Tg. Secuiesc/Kézdivásárhely, L – Luduș/Marosludas, KH – Rupea/Kőhalon (Reps), M – Moinești, ME – Mediaș/Medgyes (Mediasch), MV – Tg. Mureș/Marosvásárhely, NE – Aiud/Nagyenyed, OM – Ocni 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/Székely udvarhely, V – Vlăhița/Szentegyháza

TERMÉSZETTUDOMÁNY – ŐTIINTELE NATURII

ACTA 1997

LÁSZLÓ Attila
KOZÁK Miklós
PETŐ Anna Krisztina

Korrelatív eseménytörténeti rekonstrukció a Baróti-medence és a DNy-Hargita pontusi-pleisztocén vulkáni- vulkanoszediment képződményei alapján

(Kivonat)

A miocén végén összefüggő Csíki-Baróti- és Barcasági területek egy K-i vergenciájú flis takaró lepusztult felszínének pásztás sülyvedékén alakultak ki a pliocén kezdetén, mint egységes medence. A területet ÉNy-ről DK felé átszelő diagonális törérendszer mentén szakaszosan aktiválódó D-Hargita-i vulkáni komplexum részmedencékre tagolta a sülyvedéket.

A Baróti-medence a pliocén kezdetétől a pleisztocén felső szakaszáig tartó medencefejlődése során max. 500 m vastagságú üledékkel töltődött ki. Az alsó (dáciai) és felső (pleisztocén) fluviolakusztikus széntelepes rétegsorok közé olyan pliocén (dáciai-romániai) agyagmárga sorozat települt, amely a Dáciai-medence felé átmenetileg kialakult tengeri kapcsolatot jelez.

A hármasszortatú üledéksorba három rétegtani vezető szintet képezve települ a Lucs-Csomád vulkán sor DK felé egymást követően aktiválódó tagjainak radiometrikusan koradatolható piroklasztit-vulkanoszediment sorozata, amely

közberétegződése folytán lehetővé teszi a medencekitöltő üledéksornak a vulkáni paroxizmusokhoz igazított kronológiai beosztását.

Bevezetés

A Kárpát-medence részmedencéinek fejlődéstörténetében mai ismeretek alapján egyre több olyan egyedi vonás rajzolódik ki, amely az általános medencefejlődési folyamatokon belül a helyi különbségekre irányítja a figyelmet. Különösen érvényes ez a peremi helyzetű kis medencék esetében, amelyek a kárpáti takarók mozgásai során differenciáltan különültek el a nagy központi medencétől, ill. a külső előtéri sülyvedékektől (pl. Dáciai-medence). A fejlődés különböző stádiumaiban egyedi jellegeik tisztázása azért fontos számunkra, hogy bennük szétválaszthatók legyenek a kárpáti térség egészét meghatározó nagyszerkezeti hatások és ezek rétegtani, vulkanológiai következményei, valamint a lokális jelenségek és ezeknek a helyi fejlődésmenetet meghatározó szerepe.

A Baróti-medence a Keleti-Kárpátok belső medencesorának DNy-i helyzetű, közel 500 km² kiterjedésű egysége. Helyzeténél és rétegtani adottságainál fogva kitűnően alkalmas az utóbbi 5 millió év fejlődéstörténetének rekonstruálására, a pásztás és mozaikos részegységek kapcsolatainak tisztázására.

Problémafelvetés

Korábbi szórványos megfigyelések, kisebb fúrások, vulkanitokban megfigyelhető zárványok alapján, valamint a medenceperem felszínre emelt aljzat-képződményeinek térképi feldolgozásával századunk első felében már viszonylag megbízható kép rajzolódott ki a medence földtani viszonyairól (BÁNYAI J., 1922, 1929; JEKELIUS, E., 1923, 1932; MRAZEC, L., 1932; SZÁDECZKY K. Gy., 1929). Az utóbbi ötven év során több mint 300 nyersanyag- és szerkezetkutató mélyfúrás mélyült, azon kívül számottevő bányászati tevékenység folyt a tér-



ségben. Ugyancsak kutatási céllal a képződményeket nagy számú geofizikai fúrászelvény és terepi felvételezés segítségével jellemezték.

Ennek alapján ma már viszonylag pontos képet alkothatunk a medencealjzat helyzetéről, szerkezeti tagoltságáról, anyagi összetételéről, valamint a medencekitöltő üledéksor sajátosságairól (GHEORGHIU, C., 1953; AIRINEI, Șt. et al., 1961, 1972a,b; LITEANU, E., 1962; RĂDULESCU, D., 1965, 1970; GAVĂT, I., et al., 1971; PELTZ, S., 1971; KRISTÓ A., 1972; SAVU, M. Gh., et al., 1978, 1981, 1984; KUSKO, M., 1983; LÁSZLÓ A., et al., 1995, 1997a,b).

A Baróti-Barcasági-Háromszéki medencék rétegtani és fejlődéstörténeti rekonstrukcióját megnehezítette, hogy még a Paratethys üledékek faunaegyüttese sem korrelálható nagy pontossággal a Dáciai-medence faunájával, amelyhez vizsgálati körzetünk kapcsolódott. A biosztratiográfiai különállás a faunaösszlet endemikus voltából és helyi jellegéből következik, így csaknem önálló rétegtani egységként kell kezelnünk. Amennyiben egyéb adalékok (litológiai, fácies-tani, paleomágneses, radiometrikus korvizsgálat) alapján sikerül a maximum 550 m vastagságú üledéksort kronosztratiográfiaiban azonosítani és tagolni, akkor nyílik lehetőség a középső és külső Paratethys hasonló korú képződményeivel való párhuzamosításra is. Ugyancsak ezek segítenek hozzá a Kárpát-medence belső részeivel való párhuzamosításhoz, mivel a rétegtani-vulkanológiai változások a Pannon-medencét is érintő geodinamikai eseményekhez kapcsolhatók.

Medencealjzat és szerkezete

A Baróti-medence aljzatát túlnyomórészt a belsőkárpáti flisövezet Csalhói takarójának erodált és tagolt felszínű, alsóbb rétegtani helyzetű kréta egységei képezik. Mint a korábbiakban rámutattunk (LÁSZLÓ A. et al, 1995, 1996a,b), e kréta összlet nagy valószínűséggel egészen a pontusi emelet végéig eróziós szárazulati térszint képzett. Ennek tudható be a "csonka" szelvény viszonylag szűk intervallumot átfogó volta, s kifejlődésének fácies-tani változatossága.

A terület alapvetően egy É-ÉNy-i vergenciájú, valamint egy K-i irányú, többször ismétlődő torlónyomásnak volt kitéve. A tágabb kárpáti térség nagyszerkezeti fejlődésének fontosabb kréta-miocén szerkezeti eseményei egyaránt hatottak erre a flis takaróra. Mai állapotának kialakulásában szerepe volt a flis sorozat korai plaszticitásának, majd későbbi kőzetmechanikai elmerevülésének. Az alapvetően É-D-i csapású pásztás elrendeződést és gyűrődést még az alsókréta-eocén szerkezeti mozgások hozták létre, míg a felsőkréta-oligocén és az azt követő időszakok váltakozó, kettős vergenciájú mozgásai az erodált felszínű szerkezeti pászták töréses tönkremenetelét és mikroblokkos feldarabolódását idézték elő. A Moesia-i-tábla kainozóos Ny-ÉNy-ias elmozdulásai az általa létrehozott feltolódási síkok mentén, jobbos vetőként működő kisebb horizontális elmozdulásokat idézték elő, néhány száz méteres vonszolódásokat okozva a mikroblokkosodott szerkezetekben (**1. ábra in:** LÁSZLÓ A., et al., 1997b; **2. ábra in:** LÁSZLÓ A., et al., 1997a). A frontális torlónyomások minden alkalommal létrehozhatnak egy diagonális jellegű haránttörésrendszert, amely azonban többnyire litoklázis jellegű és esetünkben leginkább a medenceperemenen érzékelhető a jelenléte.

A Baróti-medence aljzatának tektonikáját tehát szerkezeti mozaikosság jellemzi, amelyben időrendileg az alábbi fő irányok szuperponálódnak egymásra:

- K-i vergenciájú gyűrődések, É-D-i tengelyű redőátnyíródások és K-i irányú, nagyméretű feltolódások, ÉNy-DK-i és ÉK-DNy-i (diagonális) törések;

- É-ÉNy-i vergenciájú torlómozgások, ÉK-DNy-i csapású, kisméretű feltolódási frontok, diagonális helyzetű É-D-i és K-Ny-i törések;

- Az ÉK-DNy-i feltolódási frontok, ill. diagonális törések mentén kis méretű (20-50 m) horizontális elmozdulások (jobbos vetők).

A vázolt mozaikszerkezet töréses vonalai és vetői többször aktiválódtak és ma is élő rendszerek. Hatásuk a fiatalabb (< 5,5 millió év) időszakok igen intenzív szerkezeti mozgásai során szakaszosan ismétlődő jelleggel érvényesültek.



Körzetünkben kiemelt jelentősége volt a K-i irányú térrövidülésnek, amely a paleozoós, ill. paleo-mezozoós alaphegység É-D-i csapású pásztáit létrehozták, majd ezek fel- és rátolódásait okozták. Egyes közrezárt sávok relatíve lefelé mozdultak el, valószínűleg a rátolódás következtében. E süllyedés elérhette a tengerszintet is, transzgressziós környezet kialakulását téve lehetővé.

A medencekitöltő üledékek és vulkanoszedimentek izovastagsági térképei (1, 2, 3. ábra) segítenek annak nyomozásában, hogy az említett szerkezeti elemek közül a fiatal pliocén-kvarter szerkezeti mozgások során melyek lehettek leginkább aktívak, ezek hogyan határozták meg a medenceszerkezet formálódását, kitöltődését és a relatíve kiemelkedett területeken a szelektív erózió mértékét.

A 1. ábra jelzi azt, hogy a vulkanizmus kezdetén a medence É-i fele, valamint az É-Hargita és előtere süllyedt környezetéhez képest, és fedődött le piroklasztikumokkal. Innen É-D-i csapású pászták nyúlnak D felé, szintén vulkáni törmelékekkel lefedve. Az egységesebb képet mutató É-i területrésszel szemben D-i irányban érzékelhető egy erőteljesebb haránttagolódás, mozaikosodás, amely a Barót-Bibarcfalva-Magyarhermány vonalon felülbélyegződik az ÉK-DNy-i csapású feltolódási-vetődései vonalak hatása által. A medence D-i peremén kiemelt helyzetben lévő kréta aljzat É-i blokkhatárai már a Kárpát-kanyar D-i részeinek szerkezetirányaihoz, valamint a Moesia-i-tábla mozgása által előállt szerkezetek csapásához igazodnak. A K-i irányú torlónyomás a Baróti-hegység masszívabb, kiemeltebb blokkját megkerülő elnyíródásokat okoz.

Vulkanológiai tendenciák

A Baróti-medence peremein és belsejében szórványosan megjelenő bázisos-neutrális, ill. neutrális-savanyú magmás testek időbeli-térbeli elrendeződése korrelatív módon kíséri a medence szerkezeti kialakulásának és fejlődésének fázisait. Az erőteljesebb aktivitás a K-i és ÉK-i,

valamint a D-DK-i szegélyeken jelentkezik. Időben D felé fiatalodik, s ugyanerre csökken a lávaközetek mennyisége és a hozzájuk kapcsolódó piroklasztitok tömege. Utóbbiról a 3. ábra nyújtja a legtöbb információt.

A vulkanizmus térbeli elrendeződése egy olyan geomechanikai folyamathoz kapcsolódik, amely a K-i vergenciájú torlódásokkal indul, és az É-ÉNy-i vergenciájú mozgásokkal zárul. Ezen belül megkülönböztethető a feltolódási frontokhoz köthető centrolabiális elrendeződésben felszínre kerülő differenciáltabb magmák és a haránttörésekhez kötött, kevésbé differenciált magmák megjelenése.

Az aljzatzárványok főként azokban a szubvulkáni és vulkáni testekben jelennek meg nagyobb számban, ahol a szerkezeti elemek átmetsződési pontjainál korán felnyomuló magmák mintegy megtisztítják a kialakuló felvezető csatorna környezetét. Így a rétegvulkáni szerkezetek késői termékeiben már csak ritkán jelennek meg. Az egyszeri felnyomulásból származó kőzettestekben viszonylag gyakran megfigyelhetők. A vulkáni aktivitás mindenkor követi a tektonikai mozgásokat. A vulkanizmus késői stádiumában ismétlődő folyamatok esetén valószínűsíthető, hogy a magmakamrák részleges kiürülése és nyomáscsökkenése tovább fokozza a szerkezeti tagolódás mértékét.

Medenceüledékek

A Baróti-medence és a Hargita DNy-i előtere szoros szerkezetgenetikai összefüggést mutat a Alcsíki- és Középsíki-medencével (AIRINEI, Št., PRICÁJAN, A., 1972a,b). Ezek létrejöttében a Persányi kristályos-mezozoós öv nagyméretű feltolódásai játszottak szerepet. Az 1. ábrán kirajzolódó üledékgyűjtő pászták ennek frontális csapását követik. E feltolódás előterében fokozatosan és szakaszosan kialakuló fiatal medencesor (Baróti-Háromszéki) a Csíki-medencékkel genetikailag összefüggő rendszert alkot, következésképpen üledéksoraikban litológiai szinkronitások jelenhetnek meg. E medenceképződési folyamatokat egy Ny-ról K-re vándor-



ló késleltetés jellemzi, melyet legalább három ízben szakítanak meg a D-Hargita komplexum vulkanizmusának anyagszolgáltató fázisai. Ez az eleinte még összefüggő Baróti- és Csíki-medencék egységét lazán összefüggő részekre szabdalja, mintegy belső barriert képezve e részek között.

A folyamatsor első intenzívebb szakaszát a Baróti-medencében a D-Hargita É-i részének DNy-i előterében rekonstruálhatjuk. A piroklasztikumok szétszóródása és lehordódása folyamatosan gyengülő távolhatással jelentkezik. A sülyedés ütemével nagyjából lépést tart a piroklasztikumok áthalmazódása, egy olyan fluviolakusztikus környezetben, ahol a D-i medencerészen egyidejűleg szénlápképződés feltételei is kialakulnak. Az É-Hargita D-DK-i előterében és a Lucs területén olyan mértékű a piroklasztikumok fel- és áthalmazódása, hogy ott egy kimagasodó térszint képez lehordási tápterületek felé. Ugyanez a hatás követhető a Középcsíki-medencében is.

A felszín bizonyos fokú kiegyenlítődése és regionális sülyedése volt szükséges ahhoz, hogy az édesvízi mocsárlápok az É-i medence-részre is kiterjedjenek. Míg az I-II. számú szénlepek a medence D-i és Ny-i részén fejlődnek ki, addig a III. sz. szénlelep az É-i és K-i részen is megjelenik.

A Baróti-medence egységes sülyedésére utal a III. sz. szénlelep fedőjében megjelenő, általános elterjedésű, világosszürke agyagmárgasorozat, amelyben a tufitos és tufa jellegű alkotók részaránya az egyes szinteken akár az 50 %-ot is megközelítheti (BÁNYAI J., 1957). Fauna-elemeinek megjelenése a Dáciai-tengeri üledékgyűjtővel való közvetlen kapcsolatra enged következtetni. A medence általános mélyülésével és folyamatos feltöltődésével szinkronban a D-i medenceperemeken kisebb szénlelepes mocsárlápok alakulnak ki (IV-V. szénlelepek). A kolozsvári egyetem kutatóinak palinológiai vizsgálatai, valamint az ostracoda elemzések alapján egy kiédesedő, brakkvízi, oligohalin beltengeri környezet rekonstruálható, melynek megjelené-

sével egyidejűleg egy éghajlati lehűlés nyomai jelentkeznek.

Ezt az egységesülő képet szakítja meg a vulkáni aktivitásnak egy újabb periódusa, amelynek centrumai ÉNy felől DK felé áttevődnek a Kakukk-hegy-Piliske régióba, valamint a medence belsejében a Tirko csoport területére és annak környezetére.

A K-i vergenciájú mozgások diagonális töréseinek vulkáni aktivitása nem okozza a medencealjzat jelentősebb felszabdálódását. Így nagyobb diszkordanciák sem jelennek meg az üledéksorban, viszont uralkodóvá válik átmenetileg a piroklasztikumok nagy területeket érintő szétszóródása. A vulkáni centrumok környezetében oly nagytömegű a piroklasztikumok és lávabreccsák mennyisége, hogy azok szárazulati térszíneket képeznek. Saját környezetükben erőteljesebben, tőlük távolodva csökkenő mértékben hosszú időn át meghatározzák az üledékképződés mértékét és jellegét. Lemosódásaik helyenként összefogazódnak a medence belsejében folyamatosan lerakódó világosszürke agyagmárgákkal, amelyek anyagához a fenékáramlások révén változó mennyiségben szolgáltatnak finom szemcseméretű összetevőket.

A medencefejlődés és a vulkanizmus kapcsolatának még követhető, utolsó nagy periódusát egy általános üledékfeltöltődés jellemzi. A folyamat a terület jelentős részén sekélyvízborításos mocsárlápképződéssel indul. Az ehhez kapcsolódó szénlelepes rétegsor a medence É-i, K-i és D-i szegélyén fejlődött ki, és helyenként a mai felszínközeli zónákban található. A medence környezetének térszínelmelkedése megszakítja a tengeri kapcsolatokat. Ezek a mozgások váltják ki a térség vulkanizmusának utolsó jelentős fázisát. Ennek termékei a medence fluviolakusztikus rétegsorában korrelatív vulkanoszediment-betelepüléseket alkotnak.

A vulkáni aktivitás fő centrumai a K-i vergenciájú feltolódások ÉNy-DK-i diagonális törésrendszerén fejlődött ki a Lucs-Kakukk-hegy vonulat DK-i elvégződésénél, a Piliske-Csomád régióban. A komplexumok helyzetét a Hargita vulkáni tömegének csapásirány menti kéregter-



helő hatása által kiváltott vulkanotektonikus be-roppanás határozta meg. Fő centrumai ott alakul-tak ki, ahol a medence D-i szegélyén átfutó job-bos vetőrendszer átmetszi a vulkáni pásztát. A nedves környezet hatásánál tudható be a vulkáni fázis kezdeti mikroritmusait jellemző piroklasztit képződési hajlam. A magma-víz kölcsönhatás következményeként fokozott transzaporizáció, habláva-képződés és horzsásodás következett be. A tufák és horzsaköves tufák nagy területen szó-ródtak szét a medence centrumköri zónájában, többször megszakítva a fluviolakusztikus üle-dékképződés menetét. A teljesen izolálódott részmedencék maradványtáibaiban diatomit és horzsakőrtegek rakódtak le.

A centrális lávaömléseket a Lucs-Piliske összlet szegélyei mentén ÉNy-DK-i csapású pe-remi bezökkenések kísérték. Alárendeltekben a ÉK-DNy-i haránttörések is aktiválódtak, helyen-ként a vulkáni komplexumokat is átmetszve. E törésrendszerek mentén intenzív vulkáni utómű-ködés nyomai láthatók (gejzírtevékenység, hév-források, fumarolák, mofetták, agyagosodás, vasérc képződés, opálkiválás stb.) Ez a működés időben átfedődik a diatomitok tavi lerakódásával. A metakovasavban gazdag hévízfeltörések a tufogén, agyagos, diatomitos, finomréteges üle-dékekben menilitek és dobostortaopálok képző-dését eredményezték. A fiatalabb és hidrogeoló-giailag aktív szerkezeti vonalak mentén kialakult termogravitatív cirkuláció huzamos ideig műkö-dött, és jelentősen hozzájárult a törések menti gázfeláramlásokhoz, valamint a szénsavas ás-ványvizek felszínre kerüléséhez.

Eseménytörténeti párhuzamok

A Baróti- és a Dáciai-medencék között egymással korrelálható tengeri kapcsolat csupán csak a III. sz. szénteleg létrejötté és a pleisztocén Piliske-Mitács második nagy vulkáni fázisa kö-zötti időben létezett. Így a részmedencék korrelá-ció alapját elvileg ez az agyagmárgás sorozat képezheti. Mivel azonban a Csíki-medence elzá-ródása, kiédesülése már a Piliske első fázisától bekövetkezik, így gyakorlatilag az egyes, foko-

zatosan lefűződő részmedencéket mindig a D-i, még el nem zárt üledékgyűjtők rétegsorával kell összehasonlítani. Tehát a Felcsíki-Barcasági me-dencesor tagjai között, a fokozatos és vulkano-tektonikai fázisokkal korolható lefűződések mi-att, É-ről D felé haladva, egymást követően szak-nak meg a tengeri kapcsolatok. A Barcasági-medencének a Dáciaival való összefüggése felte-hetően csak a pleisztocén kezdetén bekövetkező térszínmozgások során szűnik meg. A felső-pliocén-pleisztocén szerkezeti tagolódás jelentős térszíni különbségeket hoz létre a kb. 3-4 millió éve még összefüggő medencesor mind jobban izolálódó tagjai között.

Az **1. táblázat** a vulkáni képződmények radiometrikus koradatai alapján (PELTZ, S., 1987; PÉCSKAY Z., 1992; SZAKÁCS, A. et al., 1994; BALINTONI, I. et al., 1995) rendezti sorba a főbb vulkáni ritmusokat. Ezek jól azonosítha-tók a Baróti-medence rétegsorában kimutatható vulkáni-vulkanoszediment fázisokkal, amelyek az adott aktivitási szakasz paroxizmusát jelölik ki. Ezáltal a medencekitöltő rétegsor üledékes szakaszai koradatulhatóvá válnak.

Az egységes medenceszerkezet kialaku-lása ennek alapján kb. 5,5-4,0 millió év között történhetett. Az Alcsíki-medence lefűződése a Piliske (I. fázis)-Kakukk-hegy-Tirko vulkáni működés idején következhetett be, mintegy 3,6 millió évtől kezdődően. A Baróti- és Barcasági medencék tengeri kapcsolata a Málnás-Bükszád, ill a Piliske (II. fázis)-Csomád vulkáni aktivitás idején szakadt meg. Ezek az események egyben a tágabb szerkezeti keretek K-i vergenciájú felto-lódásainak fő időhorizontjait jelölik ki.

A medencefelszín a Közép- és Alcsíki-medencékben ma átlagosan 600-650 m (tszf.), a Barcasági-medencében 500-550 m (tszf.), a Baróti-medencében pedig 475-500 m (tszf.). En-nek köszönhető, hogy mai vízrajzi kapcsolataik-ban is a DNy-ias szintesés érvényesül.



1. AIRINEI, Șt.; MURGEANU, G. (1961): **Contribuții geofizice la cunoașterea fundamentului curbării Carpaților Orientali.** R.P.R., Stud. Cerc. Geol., vol. IV/1, București.
2. AIRINEI, Șt.; PRICĂJAN, A. (1972a): **Corelații între structura geologică adâncă și aureola mofetică din jud. Harghita, cu privire la zonele de apariție a apelor minerale carbogazoase.** St. Cerc. G.G.G., Seria geol. Tom. 17, Nr. 2, București.
3. AIRINEI, Șt.; PRICĂJAN, A. (1972b): **Corelații între structura geologică profundă și aureola mofetică din jud. Covasna. Cu privire la zonele de apariție a apelor minerale carbogazoase.** Aluta, p. 181-194, Sf. Gheorghie.
4. BALINTONI, I.; SEGHEDI, I.; SZAKACS, A. (1995): **Geotectonic Framework of the Neogene Volcanism in Romania. X-th R.C.M.N.S. Congress Bucharest, Sept. 1995** D.S. Sed. Inst. Geol. Geof., vol. 76, Supplement Nr. 7, p. 7-10, Bucharest.
5. BALOGH K. (1991): **Szedimentológia,** vol. II, p. 228-250. Akad. Kiadó, Budapest.
6. BÁNYAI, J. (1922): **Studiul geologic asupra flancului de vest mijlociu al munților Harghita.** D. S. Inst. Geol. Rom. vol. X, București.
7. BÁNYAI J. (1929): **A Hargita vulkanikus kőzeteinek elterjedése.** In: *Emlékkönyv a Székely Nemzeti Múzeum 50 éves Jubileumára.* Székely Nemzeti Múzeum, p. 503-507. Minerva Irod. és Nyomdai Műintézet, Kolozsvár.
8. BÁNYAI J. (1957): **A Magyar Autonóm Tartomány hasznosítható ásványi kincsei.** Tudományos Könyvkiadó, Bukarest.
9. BRUCE, E.; HOBBS, et colab. (1988): **Principii de geologie structurală.** Ed. Șt. și Encicl., București.
10. GAVĂT, I.; AIRINEI, Șt. (1971): **Praguri, horsturi și cordiliere în structura profundă a Carpaților dintre văile Oltului și Trotușului.** Bul. Soc. St. Geol. R.S.R., vol. XIII, p. 23-72, București.
11. GHEORGHIU, C. (1953): **Relațiile dintre sedimentele terțiare și eruptivul lanțului Harghita, fenomene postvulcanice.** D. S. Comit. Geol., vol. XL, p. 131-137, București.
12. JEKELIUS, E. (1923): **Zăcămintele de lignit din bazinele pliocene de pe valea superioară a Oltului.** D. S. Inst. Geol. vol. XI, București.
13. JEKELIUS, E. (1932): **Die Molluskenfauna der Dazischen Stufe des Beckens von Brașov.** București.
14. KRISTÓ, A. (1972) **Unele probleme privind delimitarea și denumirea unităților de relief din împrejurimile depresiunilor intracarpatiche ale Oltului superior.** Aluta, p. 241-249, Sfintu Gheorghie.
15. KUSKO, M.; et colab. (1983): **Zăcămintul de lignit de la Sf. Gheorghie și poziția lui stratigrafică în suita depozitelor pliocene ale bazinului intramontan al Țării Bîrsei.** Cerc. Geol. Geogr., vol. 28, p. 125-131, București.
16. LITEANU, E.; MIHĂILĂ, N.; BRANDRABUR, I. (1962): **Contribuții la studiul cuaternarului din Bazinul mijlociu al Oltului (Bazinul Baraolt).** Stud. Cerc., vol. VII/3-4, p. 48-51, București.
17. LÁSZLÓ, A.; KOZÁK, M. (1995): **Cercetări preliminare vulcanologice și petrografice asupra magmatitelor pliocene din partea estică a Bazinului Baraolt.** Preliminary volcanological and magmatic petrological investigations in the eastern part of the Baraolt Basin. Symposium on Petrometallogeny. "BABEȘ-BOLYAI", Cluj-Napoca, 21-23 august.
18. LÁSZLÓ, A.; KOZÁK, M.; PÜSPÖKI, Z. (1997a): **Szerkezeti vulkanológiai és magmás kőzettani vizsgálatok a Baróti-medence keleti részén. Cercetări structurale, vulcanologice și petrografice asupra magmatitelor pliocene din zona estică a Bazinului Baraolt.** ACTA - 1996, p. 17-32, Sf. Gheorghie.
19. LÁSZLÓ, A.; DÉNES, I. (1997b): **Elemente structural-TECTONICE pentru un model evolutiv în zona bazinului Baraolt.** ACTA - 1996, p. 1-16, Sf. Gheorghie.
20. MRAZEC, L. (1932): **Considerations sur l'origine des depressions internes des Carpathes, Roumanie.** Bul. Soc. Rev., București.
21. PELTZ, S. (1971) **Contribuții la cunoașterea formațiunii vulcanogen-sedimentare pleistocene din sudul munților Harghita și nord-estul bazinului Baraolt.** D. S. Inst. Geol. Geogr., vol. LVII/5, p. 173-189, București.
22. PELTZ, S.; VAJDEA, E.; BALOGH, K.; PÉCSKAY, Z. (1987): **Contributions to the chronological study of the volcanic processes in the Călimani and Harghita Mountains, (Carpathians, Romania).** D. S. Inst. Geol. Geof. vol., 72-73/1, p. 323-338, București.
23. PÉCSKAY, Z.; SZAKÁCS, A.; SEGHEDI, I.; KARÁTSON, D. (1992): **Új adatok a Kakukkhegy és szomszédsága (Dél-Hargita, Románia) geokronológiai értelmezéséhez.** Földtani Közönlöny 122/2-4, p. 265-286, Budapest
24. RĂDULESCU, D. (1965): **Contribuții la cunoașterea structurii geologice a munților Harghita** D. S. Com. Geol., vol. 50, p. 57-68, București.
25. RĂDULESCU, D.; PELTZ, S. (1970): **Observații asupra paleogeografiei teritoriului eruptiv Călimani-Gurghiu-Harghita, în cursul pliocenului.** Stud. Cerc. Geol. Geogr. Ser. Geol., vol. 15/1, București.
26. SAVU, M. Gh.; LUBENESCU, V.; CIȘMARU, Gh. (1978): **Asupra vârstei formațiunii productive din Bazinul Baraolt** D. S. Inst. Geol. Geogr., vol. LXV/4, București.
27. SAVU, M. Gh.; LUBENESCU, V.; CIȘMARU Gh. (1981): **Asupra vârstei formațiunilor productive din Bazinul Baraolt.** D. S. Inst. Geol., vol. LXV, București.
28. SAVU, M. Gh. (1984): **Studiul geologic al regiunii cuprinse între localitățile Filia-Vîrghiș-Baraolt-Aita Mare-Malnaș Băi-Bicsad-Herculian, cu privire specială asupra depozitelor de lignit.** Teza de doctorat. Fac. Geol. Geogr. Univ. București.
29. SZÁDECZKY KARDOSS Gy. (1929) **A Székelyföld képződése.** In: *Emlékkönyv a Székely Nemzeti Múzeum 50 éves Jubileumára.* Székely Nemzeti Múzeum, p. 491-502, Minerva Irod. és Nyomdai Műintézet, Kolozsvár.
30. SZAKÁCS, A.; SEGHEDI, I.; PÉCSKAY, Z.; KARÁTSON, D. (1994): **Time-Space evolution of Neogene/Quaternary Volcanism in the Călimani-Gurghiu-Harghita Volcanic Chain (East Carpathians, Romania).** International Volcanological Congress IAVCEI, Sept. Ankara.



**Reconstituire geocronologică
corelativă a evenimentelor
geologice din Bazinul Baraolt și
din sud-vestul Harghitei, pe baza
formațiunilor vulcanice și
vulcanogen-sedimentare ponțian-
pleistocene.**

(Rezumat)

Pe suprafața erodată a depozitelor flișului, individualizată ca unitate structurală în pânze, cu vergențe estice, la începutul pliocenului s-au format zone tectonic scufundate pe aliniamente paralele cu structura majoră a Carpaților Orientali, ce au definit arealul unitar al actualelor arii depresionare Ciuc-Baraolt-Bârsei. Această arie a fost tratată segmentată și separată de către vulcanismul în derulare, dinspre NV înspre SE, dealungul câmpului major de fracturi, cu poziție diagonală peste structurile est-carpătice.

În decursul pliocen-pleistocenului, în Bazinul Baraolt s-a format o stivă de depozite sedimentare de maxim 500-550 m. Între depozitele fluvio-lacustre cu intercalații carbunoase de vârstă daciană și pleistocen superioară, s-au interpus depozite marnoase, care semnează conexiunea provizorie a acestor arii depresionare (perioade de maximă subsidență) cu Bazinul Dacic.

În depozitele sedimentare ale Bazinului Baraolt s-au interpus direct și concomitent trei complexe vulcanogen-sedimentare, piroclastice, databile radiometric, produse aparținătoare vulcanismului derulat în sectorul Luci-Ciomad din cadrul Harghitei. Acestea reprezintă repere stratigrafice, în cadrul depozitelor sedimentare din bazin, în cazul corelării acestora cu intervalele paroxismale ale vulcanismului din Harghita de Sud.

**Correlative Geochronological
Reconstruction of the History of
Events in the Baraolt Basin and
SW Harghita on the Grounds of
Pontian-Pleistocene Volcanic-
Volcanosediment Formations**

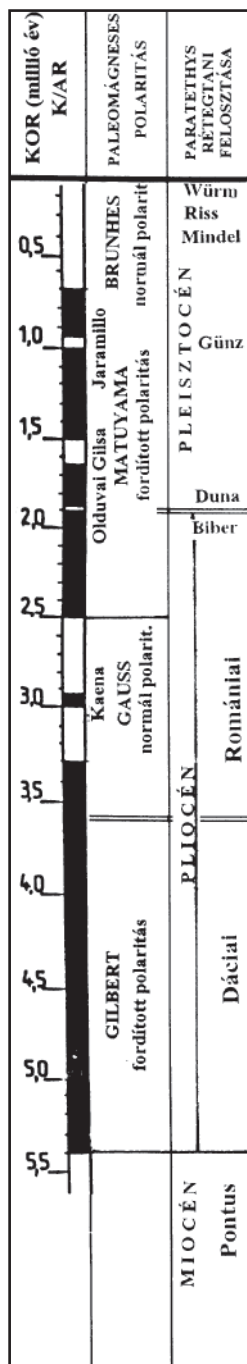
(Abstract)

The Csík - Barót - Barcaság (Ciuc - Baraolt - Bârsa) areas, contiguous at the end of the Miocene, evolved as a uniform basin in the Early Pliocene on the stripped subsidence of the denuded surface of a flysch blanket with an eastern convergence. The subsidence was divided into sub-basins by the S-Harghita volcanic complex, which was intermittently active along the diagonal fault system traversing the area in a NW-SE direction.

The Baraolt basin was filled during the period of basin evolution lasting from the early Pliocene up to the Upper Pliocene with sediments of 500 m maximum thickness. Interbedded in the lower (Dacian) and upper (Pleistocene) fluvio-lacustrine coal-bedded successive layers was such a Pliocene (Dacian-Romanian) clayey marl series that suggests transitory marine links towards the Dacian basin.

Bedded in the tripartite successive sediment layers, forming three stratigraphic index planes, is found the radiometrically datable pyroclastics – volcanosediment sequence of the Luci - Csomád (Luci - Ciomad) row of volcanos successively activating in SW direction, which – owing to its interbedded position – facilitates the chronological classification of the basin-filling sediment series in a way that matches the volcanic paroxysms.





É-HARGITA	CSÍKSZEREDAI VULKÁNI CSOPORT	LUC VULKÁNI SZERKEZET
		α ambi+/-q α py+/-am
$\beta\alpha$ α py (3,92)		α py q (4,14) α py (4,42) α q α pyam
α ampy		
α pyam	α py (5,13)	
α py (6,28)	α ampybi (5,97) α pyam	

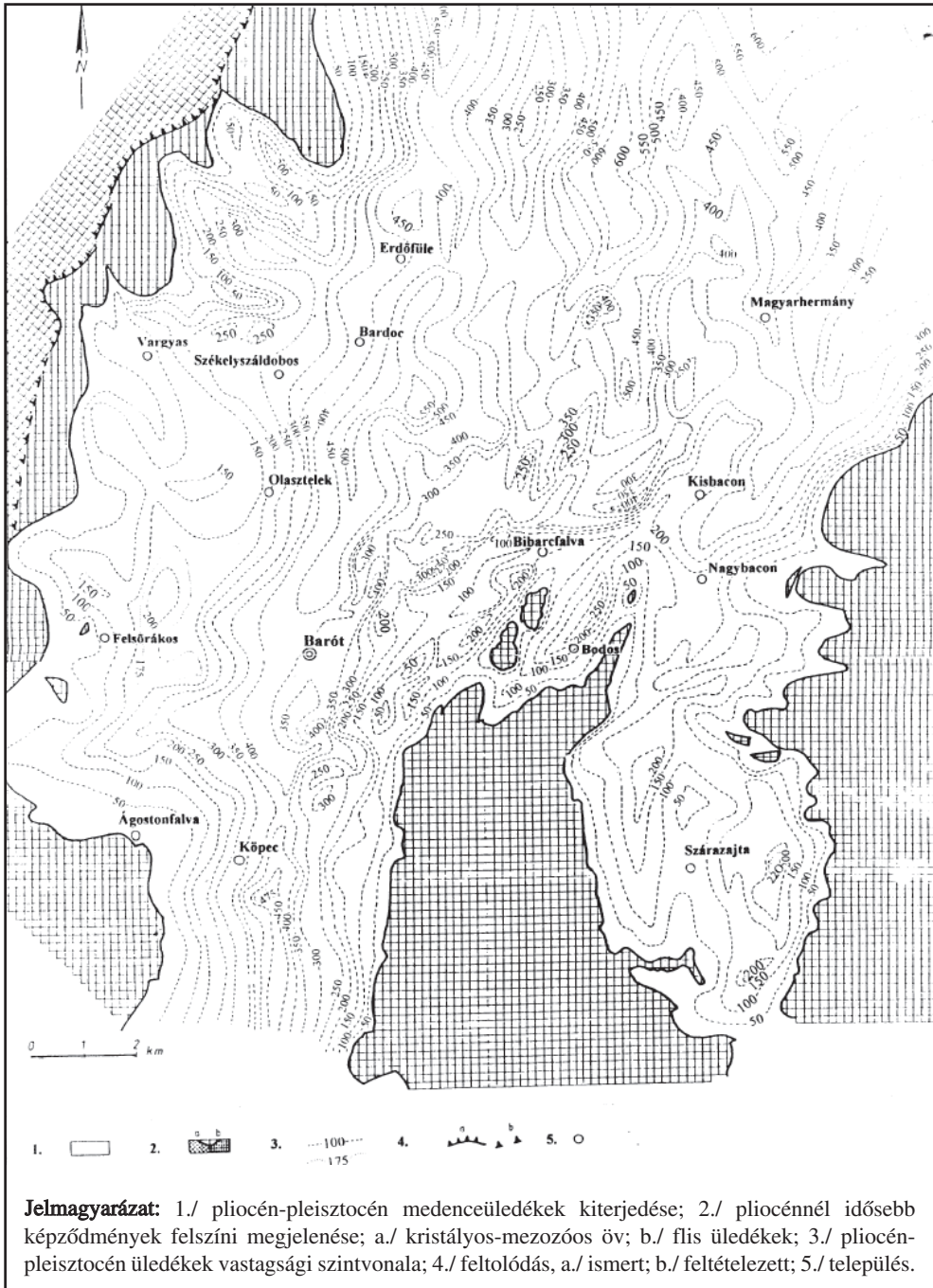


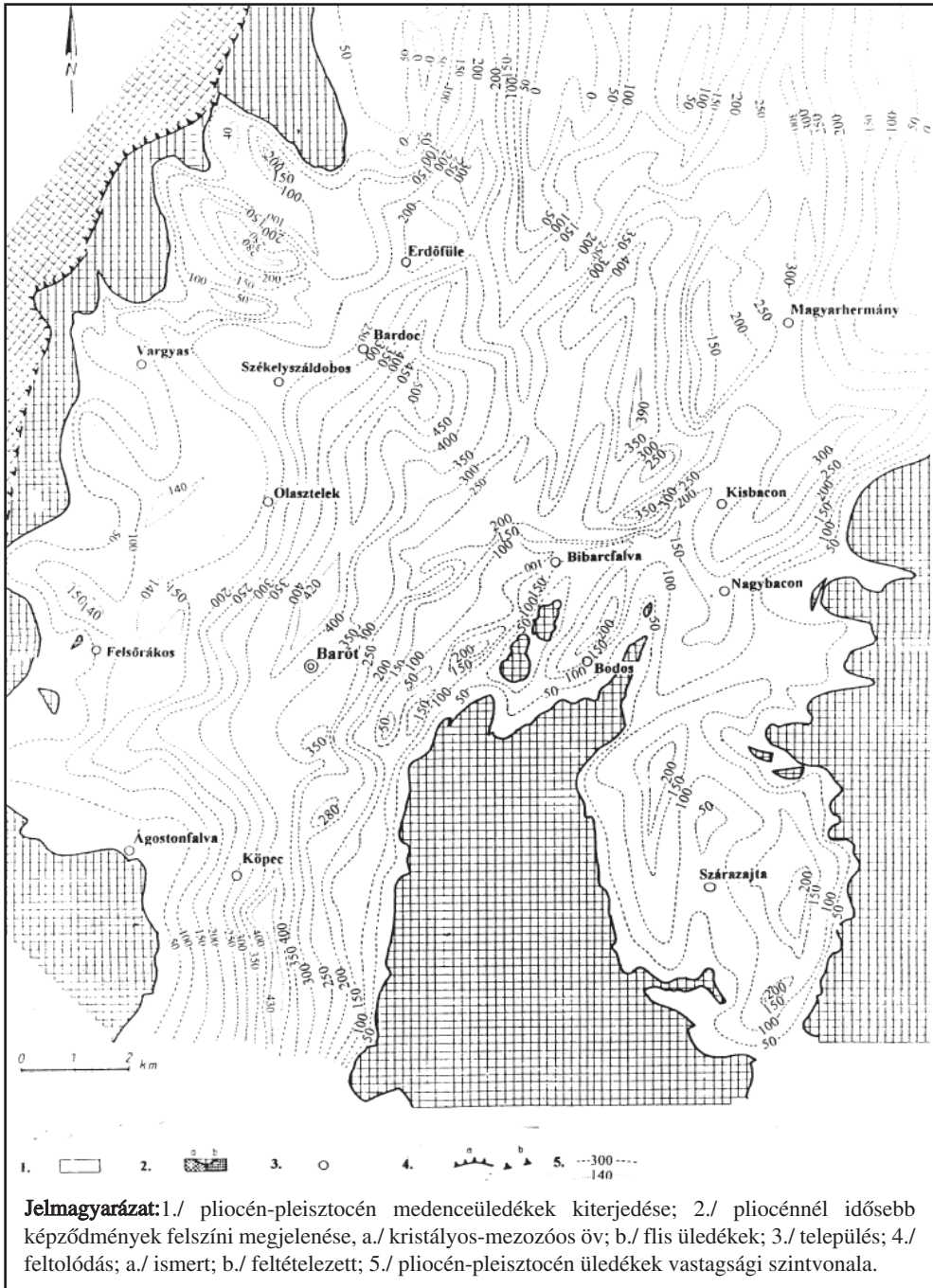
KAKUKK HEGYI VULKÁNI SZERKEZET	PILISKE VULKÁNI SZERKEZET	TIRKÓI CSOPORT	BŰKSZAD - MÁLNÁS CSOPORT	CSOMÁD VULKÁNI SZERKEZET
	α biam α ambi		α pyam+/-ov (1,45)	δ (0,035-0,04) α ambi+/-py+/-q (0,22) α ambi (0,56)
α ambi (2,2) α ampbi (2,32) α ampy+/-bi α ampy (2,77)	α pyam α py+/-am α py (2,55)	α py (3,4)	α pyam+/-bi+/-ov+/-q (2,20) α pyam+/-ov+/-bi (2,42)	

készítette; László Attila

1. táblázat A Hargita vulkáni sorozat kronológiai beosztása és paleomágneses korrelációja a központi Paratethys rétegtani felosztásának rendszerében







2. ábra Pliocén-pleisztocén üledékek izovastagsági térképe a Baróti-medencében és környékén a vulkanoszedimentek elhagyásával



