

Szerkezeti, vulkanológiai és magmás kőzettani vizsgálatok a Baróti-medence keleti részén

(Kivonat)

A Baróti-medence pliocén-pleisztocén üledéksora a Dél-Hargita vulkáni szerkezeteihez kapcsolódó kisebb magmás testeket rejt. Palástolt és perifériális helyzetük miatt nagyrészt ismeretlenek, ebből kifolyólag kiestek a kutatások hatóköréből. A dolgozat ezek tér- és időbeli helyzetét, fejlődését, a Hargita vulkáni lánc fő vonulatával való kapcsolatát vizsgálja.

Bevezetés

A belső-kárpáti neogén vulkáni öv utolsó tagjának (Hargita) DNy-i előterében, a Csalhói takaró - kréta flis tömegének szerkezetileg bezökkent felszínén alakult ki a Baróti-medence pliocén-pleisztocén rétegsora. A 300-600 m vastag homokos, agyagos, márgás molasz üledék-összlet közbülső, márgás és felső szintjében agyagosodott vulkáni tufák, tufitok, áthalmazott lapillik, agglomerátumok, ill. lávafolyások közbetelepülései jelzik a térség pliocén vulkáni aktivitását. Több évtizedes kutatómunka árán sikerült csak a Dél-Hargita bonyolult vulkáni szerkezeteinek arculatát feltárni és fejlődéstörténetének hiteles képét rekonstruálni. A Baróti-medence felé eső lejtőin a pliocén üledékekkel összefogazó-

dott vulkanitok tekintélyes része ma is sok megoldatlan kérdést tartogat. Ehhez a területhez tartozik a Bibarcfalvától É-ra fekvő, igen kis mértékben tanulmányozott Tirko, amely többnyire kiesett a kutatások hatóköréből. A viszonylag kis, magmás eredetű test, amely a medence üledéksorából emelkedik ki, a Hargita fő vonulatához viszonyítva perifériális helyzetű. A felszínen ismert legközelebbi vulkáni kitörésektől légvonalban mintegy 6-8 km távolságra fekszik. Közvetlen közelében a kutatófúrások és geofizikai szelvényezések segítségével az üledékes rétegsorba települve, az aljzat fő törésvonalai mentén hasonló, elszigetelt andezites szubvulkáni-vulkáni testeket tártunk fel. Ezek tér- és időbeli helyzetét, fejlődését, a Hargita fő vonulatával való kapcsolatát vizsgáltuk, mivel központi helyzetük miatt jelentős szerepet töltenek be a Baróti-medence geológiai fejlődésében.

A térség földtani viszonyai

A vidék vertikálisan jól tagolt rétegsorának felépítésében a kárpáti kréta flis bezökkent felszíne képezi a fiatalabb összlet medencealjzatát (1.ábra). A Baróti-medence vastag pliocén-pleisztocén homokos, agyagos, márgás molasz üledéksora és a vele határos, részben közbetelepült Dél-Hargitai vulkanitok adják a változatos terület fiatalabb szerkezeti egységeit. A Csalhói takaró alsó szintjeit képező Szinajai (titon-) alsókréta, ill. a Bisztrai barremi - apti egységekből álló flis üledékösszlete - e területen - nagyobb kőzettani változatosságot mutat, mint az ismert belső flis sorozatok nagyobb része. Az egység peremvidékére jellemző, hogy lokális kifejlődésű üledékek sorozata gazdagítja. Képviselői márga, meszes márga, a finomszemcséstől a durvábbig változó meszes, csillámos homokkövek, konglomerátumok, agyagpala típusok ritmikusan változó rétegsorai. Alárendelten jelennek meg durvább mikrobrecsák és breccsák beékelődései, kristályos-mezozóos szirtöbveli mészkőtömbök olisztolitjai. A flis cm-től 1-2 m-ig terjedő vastagságú rétegeinek antiklinális-szinklinális redőkbe gyűrűt, erősen tagolt szerkezeti rendszere

mai pozícióját a miocén-pleisztocénben végbe-
ment kéregmozgások során nyerte el.

A flis tömeg szerkezetileg árkosan be-
zökkent felszínén, a pliocén-pleisztocén folya-
mán molasz fáciesű, helyenként 300-600 m vas-
tagságot elérő medencekitöltő üledéksor fejlő-
dött ki. Belső konvergenciával rendelkező réte-
gei magukba foglalják a zöldesszürke, agyagos
aljzatabreccsát, majd a vastag szénbetelepülé-
s agyagos, márgás, homokos összletet, amely köz-
beretegzett vulkáni, vulkanoszédiment szintek-
kel tagolt. E fiatal fedő üledéksor felső része dur-
vatörmelékes jellegű. A medence egykori szélé-
ről a korábbi rétegek gyors lepusztulása útján ke-
rült mai környezetébe. A kiemelkedésekkel
szinkron történő folyóvízi eróziós felszabdalódás
fluviális teraszrendszert hozott létre a medence-
fejlődés utolsó szakaszában. Az üledéksor bio- és
litosztratigráfiai adatokon nyugvó kronosztrati-
gráfiai tagolása a mai napig vitatott, a medence
zártága, endemikus jellege miatt. Ebből kifolyó-
lag a pliocén és pleisztocén rétegek elhatárolása,
ill. az üledéksor alsó határának pontos rétegtani
definíálása ma sem tekinthető lezártnak.

A medencét ÉK-en a Dél-Hargita kom-
plexum határolja, amely a K-i Kárpátok belső ívén
lezajlott nagyméretű mészkáli vulkanizmus be-
fejező szakaszát képezi. Rădulescu, D. et al.
(1964) modellje e vulkáni tömeget két egységbe
sorolja, melyektől elhatárolódik a délebbi hely-
zetű, különálló Csomád. A Hargita komplexum
alsó részét túlnyomóan explóziós vulkanoszédi-
mentekből származtatják, melynek erodált felszí-
nére települt a felső összlet uralkodóan effuzív-
extruzív rétegvulkáni sorozata. Az újabb adatok
(Schreiber W. E. 1980, Szakács S. és Seghedi I.
1991-1993) viszont a folyamatos, de több mikro-
ritmusban zajló rétegvulkáni evolúció modelljét
támasztják alá. Részünkről az utóbbi feltevést
látjuk megalapozottnak.

É-ről D felé haladva a Dél-Hargita kő-
zettani, vulkanológiai, morfostrukturális válto-
zások látványos sorozata. Félíg egymásra telep-
pül, D felé fiatalodó 5 fő szerkezetmorfológiai-
vulkanotektonikai részegysége kitűnően elkülö-
nül. Az 1. táblázat és az ennek adataiból szer-

kesztett 7. ábra 66 kőzetelemzés alapján tájékoz-
tat a régió vulkanitjainak geokémiai és nevezék-
tani kérdéseiről, a korszerű, nemzetközileg aján-
lott normák alapján (Le Bas et al. 1986,
Wallacher, L. 1993). A legészakabbra levő Luc
egységet túlnyomó részt normál mészkáli
piroxénandezitek alkotják. A délebbre ránkövet-
kező Kakukkhegy szerkezet normál-andezites és
korlátozottabban kálidús trachandezites jellegű
(6. ábra). Utóbbiak metasomatikus eredetét a
kőzetelváltozások és hasznos ásványdúsulások
paragenetikai-geokémiai kifejlődése bizonyítja.
Modális szempontból a vulkáni tömeg olivin tar-
talmú amfibolpiroxénandezittől-amfibolbiotit-
dácitig terjedő differenciátumokból épül fel. A
DK-ebre fekvő Piliske egység két különböző ko-
rú, egymásra épülő alegységre bontható. Az idő-
sebb piroxénandezitekre amfibolandezitek és
dácitok települtek. Ezek geokémiai karakterük
alapján (1. táblázat és 7. ábra) a bazaltos trachi-
andezittől a normál andeziteken át az alkálikus-
hoz közel álló dácitokig terjedő, kontaminációt
is jelző differenciációs sort alkotnak. Az Olt-
völgy K-i oldalára eső, megjelenésében is látvá-
nyos Csomád szerkezetét geokémiailag a trachi-
andezitestől a dácitokig terjedő differenciációs
sor képezi, amelyben modálisan az amfibolbiotit-
andezitek és dácitok dominálnak. A Piliske
szerkezetétől D-re az Olt völgye mentén a
Bükszád-Málnás csoport szétszórt, különálló
szerkezeit helyenként olivint és kvarcot tartal-
mazó keverékkőzetek építik fel, melyek között
geokémiailag (7. ábra) a trachandezites jelleg
mutatkozik mértékadóan. A hegyvonulat alj-
zatszerkezetek szerint csoportosított vulkáni tö-
megeinek változatosságát a kőzetkémiai elemzé-
sek jól tükrözik. A Luctól a Bükszád-Málnás
szerkezetig egyre inkább kálidús kőzetek jelen-
nek meg, a vonulat jellegzetes mészkáli össze-
tételét, magas káliumtartalmú mészkáli, majd
shoshonitos kőzetek váltják fel. Említést érde-
mel a piroxénandezitekből felépülő Mitács
effuzív tömege, amely a Kakukkhegy és a
Piliske szerkezeite közé ékelődött és a Tirko ma-
gaslatához legközelebb eső, felszínén levő
vulkanitok csoportját foglalja magába.

A Hargita-hegységtől Ny és K felé eső peremvidéken kisebb-nagyobb magmás testek alakultak ki a plio-pleisztocén folyamán. Többségüket SZÁDECZKY Gy. (1928) vulkáni dómként, "vulkáni embrió"-ként említi, BÁNYAI J. (1927, 1957) apró, parazitikus kitérésekként írja le, majd elsőként TÖRÖK Z. (1961, 1965) emeli ki intruzív jellegüket, később a Csíkszereda környékén elterülő "zsögödi csoportot" dyke fáciesként határozza meg. További értékeléseket főleg a K-i és DK-i csoportokra JUGOVICS L. (1950), SZŐKE Amália (1963-64), LAZAR Aurelia és Adela ARGHIR (1964), AIRINEI, Șt. (1965), SCHREIBER W. E. (1980, 1994), SEGHEDI, I. et al. (1983) munkáiban találhatunk. A peremvidéki szerkezetek jelentős része nehezen felismerhető, gyakran csak fúrásból, vagy törmelékből ismert, ill. még nem exhumálódott. Ezidáig közéjük sorolhattuk a Tirko magvaslatot és környezetét alkotó magmás testek csoportját is.

A gazdag vulkáni utóműködés ezt a területet sem kerülte el, nagyszámú nyomai mai napig jól felismerhetők, kovás, agyagos zónák, metasomatizált vulkanoszedimentek, érces, limonitos kiválások formájában. Közülük néhányat már a 19. sz. elejétől haszonanyagként (vas, festék, agyag) bányásztak pl. Bibarcfalva, Bodvaj, Magyarhermány stb. környékén. A törésvonalak metszéspontjaiban sok helyen feltörő szén-savas, vasas, szulfátos, karbonátos, alkálikus ásványvizek jellege és elrendeződése indikátor értékű. Jelzi a vulkanotektonikus depresszió törési zónáit és a szubvulkáni aktivitás ismert és eltemetett centrumainak elhelyezkedési irányait. A posztvulkáni tevékenység közvetett hatása az egykori élővizek kovasavdúsulását és ennek következtében közvetve kovaföldtelepek kialakulását eredményezte. A jelentősebb diatomit előfordulások Magyarhermány, Bodvaj, újabban Bodos és Szárazajta környékén ismeretesek. A bodosi ozokerit (földi viasz) képződésében is közrejátszhatott a környezet geotermális aktivitása és a felszínig hatoló, migrációt segítő termogravitatív vízcirkuláció.

Szerkezeti-vulkanotektonikai és morfogenetikai összefüggések a Tirko csoport környezetében

A fiatal vulkáni komplexumok tér-idő-és vulkanogenetikai értelmezése céljából több száz fúrás információit dolgoztuk fel. Ennek egyik eredménye a mezozoos alaphegységi felszín, azaz a kréta-pliocén határt bemutató pliocén feküszintvonalas térkép, melynek egy részletét a 2. ábra tartalmazza.

Ennek e felszínnel való összevetése (izovastagsági értékek) és az aljzatmorfológia együttes értékelése felvilágosítást nyújt a plio-pleisztocén kinematikai események irányáról, nagyságáról. A rétegtani-paleontológiai és radiometrikus koradatok felhasználásával pedig kronológizálhatók a mozgásintenzitások időbeli tendenciái.

A K-i Kárpátok fő szerkezeteinek irányvonalával párhuzamosan kialakult É-D irányú vetőrendszer a térségben nagy szerepet játszott, főleg a Baróti-medence kialakulása és vulkanizmus előtti időszakban. Elősegítette a preneogén szerkezetek kezdetleges sasbérc-árokrendszerre való fejlődését, a pliocén kezdetén lejátszódó tárgulási folyamatok során. A 4. ábrán megfigyelhető aljzat-domborzat többnyire ebben az irányban orientált, a medencévé válás előtt már aktív paleo-völgyhálózat lefutási irányait határozhatta meg.

A Hargita vulkáni centrumainak orientációját a belső-kárpáti vonulat K-i zónájában uralgó ÉNy-DK-i csapású fő szerkezeti törések orientálták. A működés korábban már feltételezett DK felé történő szakaszos fiatalodását a K/Ar radiometrikus korvizsgálatok az utóbbi évtizedben megerősítették. A nagyobb centrumok helyét a haránttörések átmetsződési pontjai jelölték ki, az aktivitási göcök vándorlását a globálkinematikus mozgások helyi mikrorotációkat kiváltó hatása okozta. Ebben nagy szerepet kapott az ÉK felé irányuló torlómozgások ismétlődése, a Dél-Erdélyi és a Déli-Kárpátokbeli ellentétes eltolódások távolhatásai. Ezek együttes követ-

kezménye, hogy a vulkanizmus lecsengő szakaszában a fő vulkáni vonulatok belső, előtéri medencesüllyedékeiben, így a Baróti-medencében is az ÉK-DNy-i törések mentén disztenziós felnyílásokat okoztak a mozaikosan tördelt aljzat egyes vonalaihoz igazodva.

A Déli-Kárpátok északi szegélyén húzódó K-Ny-i irányú, szétágazó krusztális vetőrendszer egyik leágazása területünket szeli át. Míg a Déli-Kárpátok északi peremvidékén fontos szerepet tölt be, nagy mértékben elősegítve a metamorf aljzatkomplexumok lezökkenését az Erdélyi-medence irányában, addig a Kárpát-kanyar belső peremvidékein mérsékeltébb módon, de még szerepet játszik a Barcasági-, Háromszéki- és Baróti-medence kialakulásában is. Területünkön a szétterületi zónája meghaladja a kb. 1500-2000 m-t, látványos függőleges (500-550 m-es) és vízszintes (700-800 m-es) elmozdulásokat okozva. E töréses sáv a Baróti-medence kialakulása során főleg a D-i peremvidék lezökkenésében, majd kiemelkedésében játszott fontos szerepet. Feltehetően jelentősége volt a Dél-Hargita vulkanizmusának szabályozásában is. Így az ÉK-DNy-i vonal mentén kifejlődött Tirkói csoportot DNy-i irányban lehatárolta. A Tirko csoport vulkáni termékei a vetőrendszer északi pereméig terjednek, ahol dimenzionálisan lecsengenek és a fúrásokban tovább nem követhetők. A Ny-K-i irányú vetőrendszer jobbos eltolódása és ÉK-DNy-i rendszerrel konjugált mozgása kisebb húzásos szétnyílások és lokálisan kisebb kompressziós szerkezetek létrejöttét eredményezte. Ez döntően befolyásolta az átmetsződő vetőrendszer É-i peremén fejlődő Tirko csoport térbeli szerkezetfejlődését.

A három vetőrendszer térbeli és időbeli együttes és külön-külön mozgása előidézte a terület általános kinetikus extenzióját és behatárolta a medence fő süllyedési egységeit. A disztenziós kéregmozgások esetünkben csak a pliocén folyamán alakultak ki, sajátos, helyi, ékszerű táglulási rendszert alkotva, a Kárpát-kanyar tektonogén eseményeivel egyidejűleg. A petrogeokémiai eredmények eltéréseinek csupán egy része korrelál a globális szerkezetfejlődés eseményei-

vel, nagyobb részt lokális okokban keresendők (pl. kéregösszetétel, aljzat közelsége, mellékközetek víztartalma, magmatömeg nagysága, hőértéke stb.).

A jelenkori völgyalakulatok jelzik a medence aktuál morfostrukturális alapját adó kéregmozgások fő irányvonalait, melyek jól egyeznek az É-D-i irányú vetőrendszer csapásával. Valószínű tehát, hogy e főirány mentén újraaktiválódott a terület a pleisztocén elején. Az ÉK-DNy-i törések mobilitása viszont a medence D-i peremét érintette inkább, miközben a Dél-Erdélyi vetőzóna újra mozgásba lendült. Utóbbi számottevő függőleges elmozdulása erre a periódusra tehető.

A medence K-i részén folytatott kutatások, a nyert fúrásadatok és a körzetben végzett bányamunkálatok földtani eredményeit egyesítve valószínűsítjük a Tirko-Várhegy sasbérce szerkezeti pásztlájának kiemelkedését a pliocén-pleisztocén határán (3. ábra). Ez indította el az üledékes burok lepusztulását. Az eróziós folyamatoktól védett területeken, a gerinctől K-re és Ny-felé a pliocén üledékek vastagsága fokozatosan nő, hamarosan eléri a 300-350 m-t, magába foglalva három, rétegtanilag jól elkülöníthető szintet. Az utolsó két szint közé települt - a Dél-Hargitából származó -, részben áthalmazott vulkáni törmelékek jelzik a működési periódus időbeni egybeesését a Baróti-medence fejlődési fázisaival. E periódus vulkáni paroxizmusa jellegzetes komplexumot hozott létre, amely a közbülső márgás összlet középső részén települ. A kutatófúrásokkal feltárt rétegsort az aljzat fő törésvonalai mentén hasadékvulkáni jelleggel feltört andezitek járták át. Izolált szubvulkáni testjei egymástól néhány kilométerre a vulkanoklasztos összlet alsó részében, főleg a Hargitától DNy-i irányban, fúrásokban nyomozhatók (4. ábra). Jelzik az egykori, több mint 3 millió éves östérszín relatív helyzetét. Az elmondottakat nem támasztják alá egyértelműen az 1:50.000-es léptékben 1983-ban a Hargita és környékére készített gravimetriás felvételek, ugyanis a kis magmás szerkezetek anomáliái nagy mértékben hatástalanítja a feletük elterülő vulkanoszedimentek vastag össze-

A terület a vulkanizmust követően nagyrészt szedimentekkel fedődött be, majd a pliocén végétől felgyorsuló kéregmozgások miatt regionálisan emelkedett, tagolódott és erodálódott. Az itt húzódó vulkáni csoport központi helyzetű, felszínen hozzáférhető, kevéssé megkutatott tagja a Tirko. Kőzetföldtani és vulkanológiai vizsgálatait azért ítéltük fontosnak, mivel a medence fejlődésének rekonstrukciójához kulcsfontosságú helyzetű.

A sekélyextrúziós-effúziós magmás kőzettest ma dómszerű csúcsa közelében feltételezhető az egykori centrum. A belőle felszínre tört 0,5-2 km hosszú, kis vastagságú lávaárak lefutását egykor szűk völgyrendszer kanalizálta. A központi rész erőzión exhumált tömegének mélyebb szintjei a felszíni és szöveti vizsgálatok alapján már a szubvulkáni zónát képviselik. Ennek anyaga Bibarcfalvától keletre, vagyis a Tirko csúcsától mintegy 1 km-re eső volt kövejtőben tanulmányozható. A fejtés alsó szintjeiben aránylag üde kőzet jelenik meg, amely rendszerint meredeken dőlő litoklázis síkokkal határolt, uralkodóan intruzív testekre jellemző tömbös elválással. Fölötté elhelyezkedő szinten kb. 2-3 m vastag, üreges, részben mállott, vékonypados andezitlávafolyás maradványa bukkan elő. Erre egy agglomerátumos, lapillis, tufitos vulkanoklasztitos összlet települ, amely a vulkáni szerkezet rövid, robbanásos aktivitását jelzi. Az aránylag csendes, extruzív-effuzív lávafelnyomulást rövid időtartamú robbanásos folyamat zárta le.

A Tirko magaslat korábban feltételezett dóm jellege nem rajzolódik ki (5. ábra). Formája hosszúkas, inkább téglalap alakú. A Pat-patak (Borvíz p.) felé eső Ny-i pereme jóval meredekebb a DK-i oldal lejtőivel szemben, amely lankásabb és többnyire a lávapakok jelenlegi dőlésszögével egyezik meg. A hegy jelenkorig kireparálódott alakjához utólagos töréses tagolódás is lényegesen hozzájárult, K-felé billentve meg a szerkezetet és ezáltal kiemelve Ny-i peremét (3. ábra). A LANDSAT (1989) űrfelvétel értékelése során tapasztalt alaktani kép sem mutat dómokra utaló sajátosságokat (6. ábra). Hiányoznak az olyan gyűrűs és sugaras elrendeződésű vonalak,

amelyek a centrális típusú vulkáni kúpok jellemzői. Az ide közel eső Murgó dómszerkezete ennek megítéléséhez kitűnő összehasonlítási alapul szolgál.

A vulkáni összlet kronosztratigráfiai helyzete a Tirko környékén ma még tisztázatlan, ill. az összehasonlító paleomágneses adatok (C. GHENEA 1981, I. ANDREESCU 1987) és az eddigi K/Ar radiometrikus adatok (PÉCSKAY Z. szóbeli közlés) ellentmondó értelmezéshez vezetnek. Nagyobb számú ismételt elemzés a vulkáni komplexum korát várhatóan a felsőpliocén alsó határának idejére fogja rögzíteni. Ez egyben támpontot adhat majd a változékony és nagyrészt endemikus faunaelemeknek a Külső-Paratethys faunaegyüttesével való sztratigráfiai párhuzamosításához is.

Kőzettani vizsgálatok

A Tirko kőzete makroszkóposan gyakran vörhenyes árnyalatú, üdének látszó sötétszürkefekete színű fenoandezit. A mikroporózus és transzaporizált részekben színe fakó középszürke, sőt néhol alárendelten világosszürke.

A központi rész erőzión felárt (exhumálódott), tömegének mélyebb szintjei a szöveti vizsgálatok alapján már a szubvulkáni zónát képviselik. Az uralkodó mikroholokristályos porfirós szövet a csúcsrégióban és a lávaárak anyagában átmenetet mutat a pilotaxitos felé. A vulkáni szint anyagában gyenge-közepes irányítottág ismerhető fel, ami az illózárványok párhuzamos helyzetű, orientált elkenődésével hozható összefüggésbe.

A kőzet uralkodó fenokristálya a 2-3 mm-t is elérő, nyújtott táblás alkatú, andezin-labradoritis összetételű, zónás-ikerlemez-es plagioklász, s a valamivel ritkább, hasonló méretű, bronzitosba hajló oszlopos hipersztén. Augit ritkábban fordul elő, kristályai idiomorfok. Egyes hiperszténeket apró augitszemcsék koszorúja vesz körül. Néhol alárendelten a hipersztén augitosodása és amfibolosodása ismerhető fel. Néhány idiomorf példány bázismetszetén (100) szerinti augit ikerösszenövés látható. A piroxének

kisebb, glomeroporfirós agglomerációi ritkák. A három generációban megjelenő, uralkodóan oszlopos táblás plagioklászok általában poliszintetikus ikerlemezések, alárendelten zónások vagy ezek kombinációját mutatják.

A barnás, limonitos elszíneződésű, mikrolitos alapanyag igen apró, nehezen azonosítható járulékos opak szemcséket (magnetit) ágyaz magába. A fő alkotók három generációban fejlődtek ki. Gyakori töréses eldarabolódásuk, mozaikos megjelenésük a láva megszilárdulása közben történt, újramozgatásra utal. Az extrúziós szint szabálytalanul tömbös, blokkos elválása ezt megerősíti.

Az ásványok egymás mikrolitjait gyakran zárványként tartalmazzák. Néhány továbbnövekedési szegély, a földpátok zónássága és a többgenerációs megjelenés pulzáló felnyomulása és több szakaszú kristályosodásra utal.

A kőzetbe az aljzat finomszemű, néhol agyagos, meszes homokkövének, homokos márgának változó méretű, leggyakrabban 1-3 cm-es exogén zárványai ágyazódnak be. Szegélyükön visszaoldásos, korróziós nyomok, fragmentálódások és csekély autohidratációs hatások jelentkeznek.

A vizsgált tirkói hiperszténandezit kémiai összetétele a nemzetközileg elfogadott Total Alkali Silica (TAS) diagram alapján bazaltos andezitnek minősül (7. ábra). A helyenként magas CO_2 tartalom az aljzat, ill. az exogén zárványok lokális kontaminációs hatását jelzi. A környező területek andezites-dácitos vulkanitjaival való összehasonlításához nagyszámú minta főelem elemzési adatát használtuk fel (1. táblázat). IRVINE-BARAGAR (1971), valamint KUNO (1968) felosztása szerint valamennyi minta mészkalkáli jellegű (8. ábra). A TAS diagram azonban jelzi, hogy egy részük már a trachitos (alkalikus) mezőbe esik. A régió vulkanitjainak összetétele a kontamináció helyi hatásai, az exogén zárványok asszimilációja és a változó felnyomulási sebesség miatt a bazaltos andezitstől a dácitosig terjed, esetenként fokozott CO_2 ill. K_2O dúsulásokkal. Ez utóbbi azonban már egy posztgenetikus, hidrotermális kálimetaszomató-

zis hatására utal. A Tirko kőzete mind szerkezeti helyzete, mind kora, mind pedig petrogenetikai és geokémiai jellege alapján a Piliske Ny-i részével (Mitács) mutat szoros hasonlóságot.

Konklúzió

A Baróti-medence fiatal izolált szubvulkáni-vulkáni komplexumai a belső kárpáti vulkáni ív DK-i elvégződéséhez (Hargita) szorosan kapcsolódnak. Leginkább a Piliske egységén belüli Mitács vulkáni szerkezettel mutathatók ki genetikai hasonlóságok. Ezt mind a medence-fejlődés szerkezeti viszonyainak időbeli tendenciái, mind a petrogenetikai jellegek alátámasztják.

A térség uralkodóan neutrális vulkáni tömegei pontus-pleisztocén időszakban jutottak felszínközelbe. Viszonylagos heterogenitásuk (lásd 1. táblázat, 6. ábra) elsősorban a lokálisnak nevezhető differenciációs és kontaminációs eseményekre, valamint a befogadó környezet helyi egyediségeire vezethető vissza. Ha e másodlagos jelektől (pl. frakcionáció, metasomatózis stb.) eltekintünk, egy hasonló magmagenerálódási környezetből származó, egymásból levezethető differenciációs sort ismerhetünk fel. Ennek összetételében a bazaltos andezittől a dácitosig terjedő derivátumok jelennek meg. A Tirko részben exhumálódott vulkáni-szubvulkáni komplexuma jól illeszkedik a térség említett genetikai együttesébe. A Mitáccsal való szorosabb hasonlóság feltételezését a tektogenetika orientálta magmamozgás idő- és térbeli egybeesése indokolja leginkább. A kemizmusban mutatkozó hasonlóságot mérsékelten felülbélyegzik az aljzattól származó exogén zárványok hatása, ill. a magmafelnyomulások sebességértékei.

Rekonstrukciós vizsgálataink tisztázták a korábbi közlésekben vitatott kihűlési szerkezetet. A fő tömeget adó effuzív lávatömeg mellett megjelenik feltárásban a sekélyszubvulkáni szint is. A mélyfúrások szerint a Tirko környezetében kisebb, hasonló, de eltemetett testek sorakoznak az aljzat szerkezete szerint orientált, lineáris ill. centrolabiális elrendeződésben.

- AIRINEI, Șt., PRICĂJAN, A. - 1972 - Corelații între structura geologică adâncă și aureola morfetică 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.
- AIRINEI, Șt., PRICĂJAN, A. - 1972 - Corelații între structura geologică profundă și aureola morfetică din jud. Covasna. Cu privire la zonele de apariție a apelor minerale carbogazoase. Aluta p. 181 - 195, Sf. Gheorghe.
- ANDREESCU, I., RADAN, S., RADAN, M. - 1987 - Magnetobiostratigraphy of the middle-upper Neogene and Pleistocene deposits of Romania. Ann. Inst. Geol. Hung., vol. LXX, Budapest.
- BALINTONI, I., SEGHEDI, I., SZAKÁCS, 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.
- BÁNYAI, J. - 1922 - Studiul geologic asupra flancului de vest-mijlociu al munților Harghita. D. S. Inst. Geol. Rom. vol. X, București.
- BÁNYAI J. - 1957 - A Magyar Autonóm Tartomány hasznosítható ásványi kincsei. Tudományos Könyvkiadó, Bukarest.
- BRUCE, E., HOBBS et colab. - 1988 - Principii de geologie structurală. Ed. șt. și encicl. București.
- GHENEA, C., et al. - 1981 - Bio- and Magnetostratigraphic Correlations on the Pliocene and Lower Pleistocene formations of the Dacic Basin and Brasov Depression East Carpathians. D. S. Inst. Geol., vol. LXV/4 p. 139. București
- IRVINE, T. N. - BARAGAR, W. R. A. - 1971 - A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks - Can. J. Earth Sci. 8. pp. 523-548.
- KARÁTSÓN D., PÉCSKAY Z., SZAKÁCS S., SEGHEDI I. - 1992 - Kialudt tűzhányók a Harghítában: a Kakukkhegy. (An extinct volcano in the Harghita Mts.: Mt. Cucu). Tudomány, no. 1, p. 70-79, Budapest.
- KUNO, H. - 1968 - Differentiation of basalt magmas. In: HESS, H. H. (ed.) Basalts, Vol II. New York. Interscience, pp. 623-688.
- LÁSZLÓ, A., KOZÁK, M., PÉCSKAY, Z. - 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 Petro-metallogeny, „Babeș-Bolyai” Cluj-Napoca, 21-23 august.
- LAZĂR, A., ARGHIR, A. - 1964 - Studiul geologic și petrografic al eruptivului neogen din partea de sud a Munților Harghita. D. S. Com. Geol., vol. L/2, p. 87-101, București.
- LE BAS, M. J., LE MAITRE, R. W., STRECKEISEN, A., ZANETTIN, B. - 1986 - A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram - Journ. of Petrology, vol. 27/3, p. 745-750.
- LITEANU, E., MIHĂILĂ, N., BRANDRABUR T. - 1962 - Contribuții la studiul stratigrafic al Cuaternarului din bazinul mijlociu al Olului (Bazinul Baraolt). - Academia R.P.R., Studii și Cerc. Geol., vol. VII/34, p. 480-511, București.
- PANAIOȚU, C., PANAIOTU, C.E., PĂTRASCU, Șt., VOINEA, S., SZAKÁCS, A., SEGHEDI, I., PÉCSKAY, Z. - 1995 - Correlation between K-AR Data and the Magnetic Polarity along the Călimani-Gurghiu-Harghita Chain (East Carpathians). X-th R.C.M.N.S. Congress, Bucharest, Sept., 1995, D.S. Sed.
- PÉCSKAY Z., SZAKÁCS S., SEGHEDI I., KARÁTSÓN D. - 1992 - Új adatok a Kakukkhegy és szomszédsága (Dél-Harghita, Románia) geokronológiai értelmezéséhez. Contributions to the geochronology of Mt. Cucu volcano and the South Harghita (East Carpathians, Romania). Földtani Közlemény, 122/2-4, p. 265-286, Budapest.
- PELTZ, S. - 1971 - Contribuții la cunoașterea formațiunii vulcanogen sedimentare pleistocene din sudul munților Harghita și nord-estul Bazinului Baraolt. D. S. Inst. Geol. LVII/5, p. 173-189, București.
- PELTZ, S., VAJDEA, 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. Geof. vol., 72-73/1 p. 323-338, București.
- RĂDULESCU, D., VASILESCU, A., PELTZ, S. - 1964 - Contribuții la cunoașterea structurii geologice a Munților Gurghiu. An. Com. Geol. vol. XXXIII, p. 87-151. București.
- RĂDULESCU, D., PĂTRASCU, S., BELLON, H. - 1973 - Considerații asupra cronologiei proceselor vulcanice neogene din munții Călimani, Gurghiu și Harghita. D. S. Inst. Geol. vol. LIX/4, București
- RĂDULESCU, D. - 1973 - Le volcanisme explosive dans la partie de sud-est de Monts Harghita. Anal. Univ. București. XXII, 11-15.
- SAVU, M. Gh. - 1984 - Studiul geologic al regiunii cuprinse între localitățile Filia-Vîrghiș-Baraolt-Aita-Marc-Malnaș-Băi-Bicsad-Herculian, cu privire specială asupra depozitelor de lignit. Teză de doctorat, Fac. Geol. Geogr. Univ. București
- SCHREIBER, W. E. - 1980 - Geomorfologie a munților Harghita. Teză de doctorat. Universitatea Cluj-Napoca, 180 p.
- SCHREIBER, W. E. - 1994 -
- SZAKÁCS, AI., SEGHEDI, I., PÉCSKAY, Z. - 1993 - Peculiarities of South Harghita Mts. as terminal segment of the Carpathian Neogene to Quaternary Volcanic Chain. Rev. Roum. Geologie, Tom. 377, pp. 21-36, București.
- SZAKÁCS, AI., SEGHEDI, I., PÉCSKAY, Z. - 1995 - Genetic types and Age of Volcanoclastics in the Călimani-Gurghiu-Harghita Volcanic Chain (East Carpathians): Towards a new Volcanological Model. X-th R. C. M. N. S. Congress Bucharest, Sept. 1995, D. S. Sed. Inst. Geol. Geof. vol. 76, Nr. 7, pp. 53-54.
- SZÁDECZKY, Gy. - 1925 - Munții vulcanici Harghita-Călimani. Dări de Seamă ale Inst. Geol. al României. vol. XV. București.
- SEGHEDI, I., SZAKÁCS, A., KOVÁCS, M., ROSU, E., PÉCSKAY, Z. - 1995 - Geochronology of Neogene-Quaternary Volcanic Rocks in Romania X-th R. C. M. N. S. Congress, Bucharest, Sept. 1995, D. S. Sed. Inst. Geol. Geof. vol. 76, Nr. 7, pp. 49-50.
- TÖRÖK Z. - 1956 - A Kelemen-havasokban, valamint a Görgényi-Harghita vulkáni lánc területén található fiatal erup-

tívum geológiai kutatásának módszertani kérdései. Kolozsvári Bolyai Tud. Egyet. Emlékkönyve, Kolozsvár.

TREIBER, I. - 1974 - Contribuții la studiul petrografic și petrochimic al rocilor din Harghita de Sud. Studia Univ. "Babeș-Bolyai". Ser. Geo. Mineral. , f. 2. Cluj.

Wallacher L - 1993 - Magmás és metamorf kőzetek (I)-II. pp. 54-85, Miskolc.

Cercetări structurale, vulcanologice și petrografice asupra magmatitelor pliocene din zona estică a Bazinului Baraolt

(Rezumat)

Pe aria tectonic scufundată a flișului crețacic (Pânza de Ceahlău), din fața sud-vestică a segmentului vulcanic Harghita de Sud, în depozitele de tip molasic pliocen-pleistocene ale Bazinului Baraolt, am identificat structuri magmatice izolate, care se află într-o poziție periferică față de aliniamentul principal vulcanic (Fig. 1.). În lucrarea de față am propus studiul vulcanologic, structural și al evoluției lor în timp și spațiu, dat fiind importanța pe care le prezintă în interpretarea veridică a evoluției vulcanismului, ce încheie întreg cortegiul de activități magmatice din sudul celui mai impozant aliniament (Călimani-Gurghiu-Harghita). Aceste date îmbogățesc în același timp spectrul de trăsături particulare al vulcanitelor din Harghita de Sud, conferite în principal de efectele regionale, dar mai ales de cele particulare ale zonei, care au jucat un rol hotărâtor în edificarea acestui edificiu. În același timp furnizează date, care întregesc imaginea geocronologică a depozitelor sedimentare din Bazinul Baraolt, dat fiind poziția lor bine determinată în cadrul acestor succesiuni litologice.

Structurile rupturale principale ale fundamentului, active în perioada pliocen-pleistocenă, identificate pe baza numeroaselor foraje, lucrări miniere și pe baza măsurătorilor geofizice, prin evoluția lor conjugată au înlesnit în zonele de intersecție, evoluția magmei la suprafață, formându-se corpuri izolate subvulcanice, parțial vulcanice, de mici dimensiuni aliniat pe direcția

preferențială NE-SV, dispuse la câțiva kilometri unele față de altele (Fig. 2, 4). Rețeaua deasă a forajelor executate în zonă, ne-a ajutat la determinarea areală a efuziunilor, pe care le prezintă unele dintre aceste corpuri.

Stiva de depozite vulcano-sedimentare și de molasă din Bazinul Baraolt, ce acoperă aceste structuri, ulterior au fost supuse mișcărilor tectonice de ridicare și de balansare, foarte active în această zonă, derulate probabil la limita pliocen-pleistocenului (Fig. 3). Pachetul de sedimente, împreună cu structurile magmatice, au fost elevate, compartimentate și ulterior erodate parțial. Unul dintre aceste corpuri, azi accesibile la suprafață, cu o poziție centrală, este structura Tirco, pe care am efectuat studii vulcanologice (Fig. 5). Presupunem că în zona apicală a actualei structuri, deranjate în prealabil tectonic, ce la prima vedere prezintă o alură de dom, (neconfirmat de cercetările noastre vulcanologice), alungit pe direcția NE-SV, se află centrul de efuziune de odinioară al corpului, care prezintă curgeri de lave formate într-o singură fază, având 0,5-2 km lungime și o grosime relativ mică, de câțiva metri. Aceste curgeri de lave pe care le prezintă majoritatea acestor corpuri magmatice, astăzi indică zonele negative ale paleoreliefului de odinioară, de acum 3 mil. ani, ele fiind acoperite de prima stivă importantă de depozite vulcano-sedimentare, ce prezintă grosimi remarcabile din succesiunea litologică a bazinului și indică în același timp prima perioadă de paroxism din activitatea vulcanică, legată de segmentul sudic al Harghitei.

În urma studiului petrografic se confirmă apartenența zonelor inferioare ale structurii Tirco nivelului subvulcanic. Probele petrografice provenite din zona centrală a corpului magmatic cât și cele originare din foraje prezintă un andezit piroxenitic (cu hipersten), cu o structură microholocristalin porfirică a masei fundamentale (facies de corp), iar în probele prelevate din curgerile de lave predomină structura pilotaxitică, hialopilitică, cu o textură slab orientată. Pe baza diagramei TAS (Total Alkali Silica) roca cercetată intră în categoria andezitelor bazaltoide (Fig. 7.). Îmbogățirea

locală în CO_2 reprezintă efectul contaminărilor, datorate în special enclavelor originare din subasamentul aparținând flișului. În analiza comparativă a acestor date în raport cu valorile medii ale petrotipurilor principale din unitățile structurale ale Harghitei de Sud s-au folosit un număr mare de analize chimice (Tabel nr. 1). Pe baza clasificărilor IRVINE-BARAGAR (1971), respectiv KUNO (1968), toate analizele intră în categoria rocilor de natură calco-alkalină, însă pe baza diagramei TAS se remarcă o îmbogățire sensibilă în alcalii, la unii termeni (Fig. 7, 8). Datorită contaminărilor locale, a prezenței enclavelor și a vitezei variate de ascensiune a magmei, compoziția vulcanitelor din regiune variază între andezite bazaltoide și dacite, cu îmbogățiri locale în CaO, respectiv în K_2O . Îmbogățirea în K_2O se poate pune pe seama unor influențe ulterioare pe care le-au suferit rocile, fiind de natură hidrotermal-metasomatică.

Structurile din „grupul Tirco” reprezintă corpuri intrusive, parțial efusive de tip centrolabiale de mici dimensiuni, dispuse pe aliniamentul tectonic, cu direcția NE-SV, ce traversează Bazinul Baraolt la sud de localitățile: Baraolt, Biborțeni, Herculan, pe direcția structurii Mitaci. Aceste structuri magmatice pe baza poziției structurale, a caracteristicilor petrochimice și a vârstei, prezintă o strânsă legătură genetică cu partea SV-ică a unității structurale Pilișca, zona Mitaci, cel mai apropiat aparat, aflat la aproximativ 16-18 km de corpul central magmatic Tirco. Vulcanitele din partea inferioară a structurii Mitaci, cu care prezintă asemănări genetice, reprezintă primele venituri de lavă cunoscute din cadrul edificului structural Pilișca.

Structural, Volcanological and Magmatic Petrological Investigations in the Eastern Part of the Baraolt Basin

(Abstract)

The Pliocen/Pleistocen coal-containing successive layers of the Baraolt basin developed on the structurally downcast surface of the flysch

mass of the covering chalk layer near Ceahlău in the SW foreland of the last member (Harghita Mts) of the Inner-Carpathian neogenic volcanic belt. In the intermediate marly level of the sandy, clayey marly molasse sediment series of a maximum thickness of 300-600 m, the reagglomerated inclusions of argillaceous volcanic tuffs, tuffites mark the Pliocene volcanic activity of the area. The successive layers explored by test-drillings and geophysical profiling were infiltrated, along the main fault line of the base, by magmatic push-ups of fissure volcanic character, thus bringing about smaller isolated andesitic subvolcanic bodies lying a few kilometers apart. One of the centrally located, poorly investigated members of these is Tirco, on which we have performed petrologico-geological and volcanological examinations.

The shallow-intrusional-extrusional magmatic rock body outcropped near its presumable centre near the present-day dome-shaped peak, producing thin, 0,5-2 km long lava flows. These flows can be mainly detected in SW direction in drillings, fairly denoting the relative position of the one-time ancient terrain of over 3 million years of age. Following the volcanic activity the area was mostly covered with sediments, then was elevated, articulated and eroded regionally by crust movements accelerating since the end of the Pliocene. The lower levels of the erosinally exposed (exhumated) mass of the central part already represent, according to textural studies, the subvolcanic zone. The predominant microholocrystalline prophyric texture shows, in the peak region and in the material of the lava flows, a transition to the pylotaxitic form. In the material of the volcanic level one can recognize weak - medium orientation, which can be related to the parallel-position, oriented smear of volatile inclusions.

The predominant phenocrystals of the rock are plate-structured, zonally twinned plagioclase of andesitic-labradoritic composition attaining a size as large as 2-3 mm, and the somewhat less frequent, similar-size, columnar hypersthene. Augite occurs more rarely. Some hypersthene are surrounded by a wreath of tiny augite grains.

Embedded in the brownish microlitic base material of limonitic-discolouration are very small opaque grains (magnetite), which are hard to identify. The crystals of the main components are idiomorphic, and had developed in three generations. Their frequent fragmentation due to fracture and mosaic appearance refer to some local remobilization of the lava in the course of the cooling process. This view is confirmed by the irregularly massed blocked jointing of the extrusion level.

The minerals often contain one another's microlites as inclusions. Some further growth margins, the zonality of feldspars and the multi-generational appearance refer to pulsating push-up and multiphase crystallization.

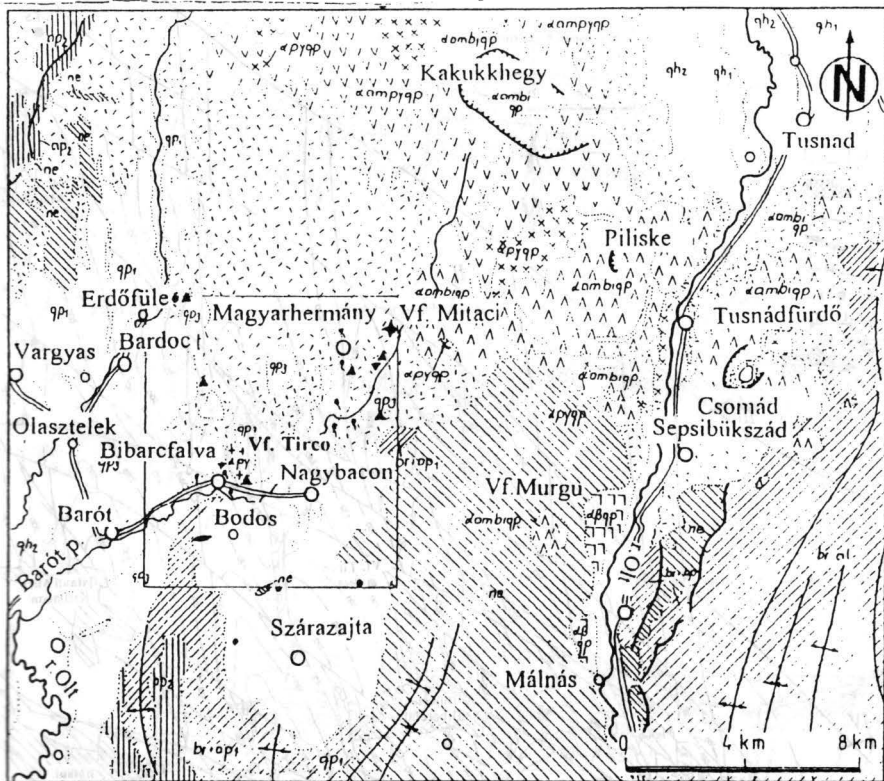
Embedded most frequently in the rock are the variously sized mostly 1-3 cm large exogenous inclusions of fine-grain, sometimes argillaceous, calcareous sandstone, and the sandy marls of the base. Appearing at the edges are redissolutional, corrosional traces, fragmentations and slight autohydration impacts.

The chemical composition of the Tirco hypersthene andesite is qualified, under the internationally adopted Total Alkali Silica diagram

(TAS) as basaltic andesite. The high CaO content, in places, indicates the local contamination effect of the base or the exogenous inclusions. For comparison with the andesitic-dacitic volcanites of the surrounding areas the data of the complete chemical predominant-element analyses of a great number of samples were used. According to the classifications by IRVINE-BARAGAR (1971) and KUNO (1968) all samples are of calc-alkali character. On the other hand, the TAS diagram shows that part of them fall within the trachitic (alkaline) field. The composition of the volcanites in the region, due to the local impacts of contamination, the assimilation of the exogenous inclusions and the changing speed of push-up, ranges from basaltic-andesitic to dacitic, in cases with enhanced CaO or K₂O enrichment. However, this latter refers, in part, to the impact of post-genetic hydrothermal potassium metasomatism. The rock of Tirco, regarding its structural state, age, petrogenetic and geochemical character shows close genetical relationship with the Western part of Pilişca (Mitaci).

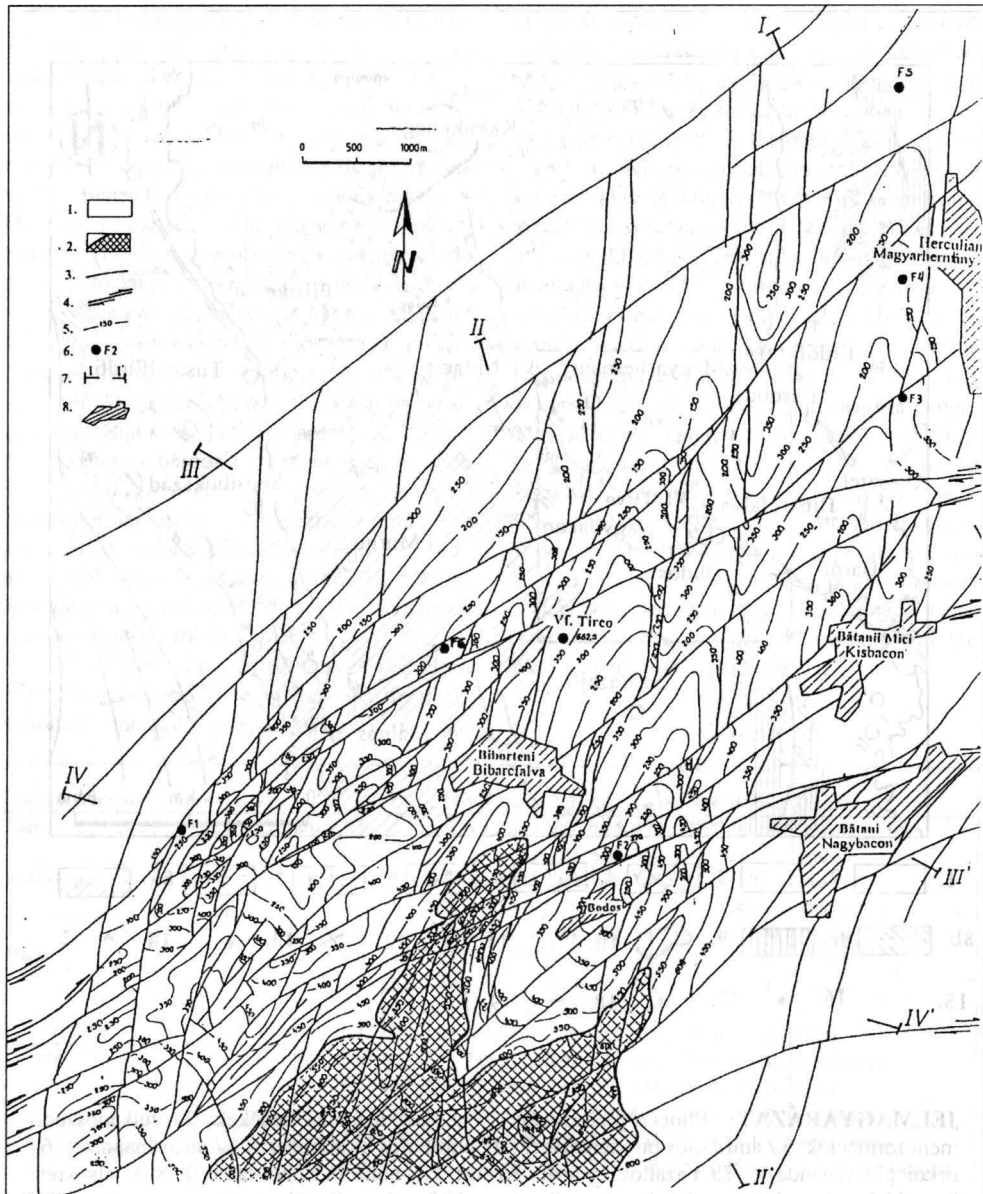
Vulkáni szerkezet	sorsz.	elemz.sz.	SiO ₂	TiO ₂	l ₂ O	e ₂ O	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂	K ₂ O	P ₂ O ₅	össz.	kőzetnév
Lucs	1	15	61.1	0,80	18,7	2,63	3,47	0,11	3,50	7,26	0,34	1,77	0,18	100,	Andezit
	2	2	61,6	0,75	16,0	2,20	3,22	0,11	3,53	6,68	3,16	2,41	0,24	100,	Andezit
Kakukk-hegy	3	5	59,4	1,06	18,9	2,95	2,85	0,12	2,68	6,69	3,41	1,73	0,13	100,	Andezit
	4	2	60,4	1,26	17,7	3,39	1,68	0,10	2,70	5,26	4,34	2,83	0,24	100,	Trachandezit
Pilişca	5	2	56,3	1,02	19,0	3,06	3,66	0,12	3,86	7,27	3,81	1,62	0,23	100,	Bazaltos trachandezit
	6	8	61,2	1,05	18,6	2,01	2,39	0,09	2,72	5,75	3,87	2,03	0,15	100,	Andezit
	7	6	62,3	0,80	17,6	2,72	2,97	0,07	2,13	4,76	3,85	2,53	0,17	100,	Andezit
	8	1	63,6	0,81	16,5	5,24	0,40	0,07	1,62	4,95	4,36	2,31	0,14	100,	Dacit
Csomád	9	1	66,9	0,37	17,1	1,92	0,99	0,07	1,10	3,82	3,96	3,45	0,15	100,	Dacit
	10	5	62,5	0,63	18,7	2,34	1,08	0,10	2,97	4,67	4,07	2,67	0,20	100,	Trachandezit
	11	2	65,9	0,57	17,9	2,06	0,51	0,10	2,63	3,75	3,74	2,66	0,13	100,	Dacit
Morgó-Lüget	12	11	65,1	0,65	18,2	1,91	0,52	0,07	1,83	4,30	4,27	2,93	0,13	100,	Trachandezit
	13	5	57,6	1,00	16,0	3,74	1,66	0,08	4,85	7,06	3,83	3,71	0,45	100,	Trachandezit
Tirco	14	1	56,6	0,79	18,5	0,81	5,44	0,13	4,41	8,66	2,85	1,58	0,15	100,	Bazaltos trachandezit

MEGJEGYZÉS: a (PECCERILLO-TAYLOR, 1976), nevezéktani gyakorlatnak megfelelően az 1-, 3-, 6-, 14-es petrotípusai andezitnek, a 2-, 4-, 7-, 10-es káldús andezitnek, az 5-ös sorszámú csoport kvarcos andezitnek, a 8-, 11-es sorszámú dacitnak, a 9-, 12-es káldús dacitnak, a 13-as pedig banazitnak minősül.



1. 2. 3. 4. 5. 6. 7. 8a. 8b. 8c. 9. 10. 11. 12. 13. 14. 15. 16. 17. 18. 19.

JELMAGYARÁZAT: Pliocén-pleisztocén: 1./ molasz medenceüledékek; 2./ vulkanoszediment formációk; 3./ amfibolos piroxénandezit; 4./ amfibolos biotitandezit; 5./ piroxénandezit; 6./ tirkói piroxénandezit; 7./ bazaltos andezit; **Kréta:** Flis-zóna (Csalhói-takaró): 8./a. alsókréta homokkő, márga, breccsa; 8./b barrémi-albai homokkő, márga, konglomerátum, márgapala; 8./c apti meszes homokkővek; 9./ kráterzónák; 10./ láp; 11./ antiklinális tengely; 12./ szinklinális tengely; 13./ Bodvaj (vasbányák); 14./ gejzír- és opállerkódások; 15./ vasérclelőhelyek; 16./ kovaföld-előfordulások; 17./ szénsavas ásványvízforrások; 18./ ozokerit; 19./ a szerkezeti fekvésintvonalas térkép helyzete (2. ábra).



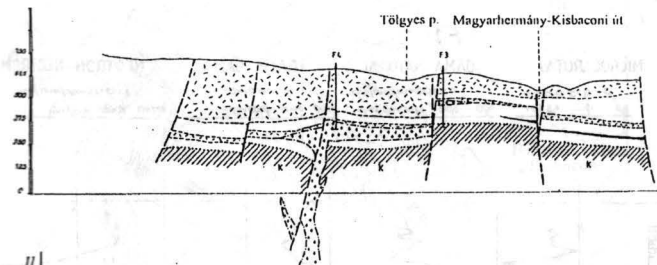
JELMAGYARÁZAT: 1./ pliocén-pleisztocén medenceüledékek; 2./ pliocénnél idősebb képződmények felszíni megjelölése; 3./ törésvonal; 4./ vízszintes elmozdulások; 5./ a pliocén aljzat szintvonalai ([m] tszf.); 6./ piroxénandezitet harántolt fúrások; 7./ a földtani szelvények helyzete; 8./ település.

J |
ÉÉNY

J'

DDK

0 500 1000m

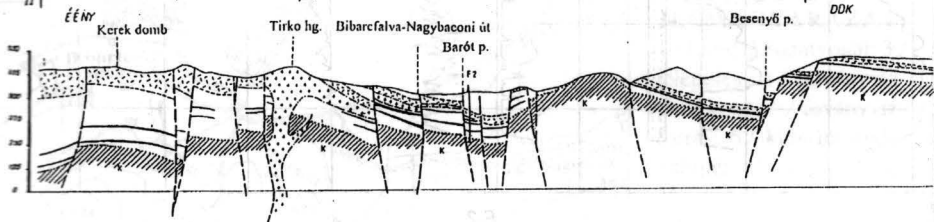


II |

ÉÉNY

III'

DDK

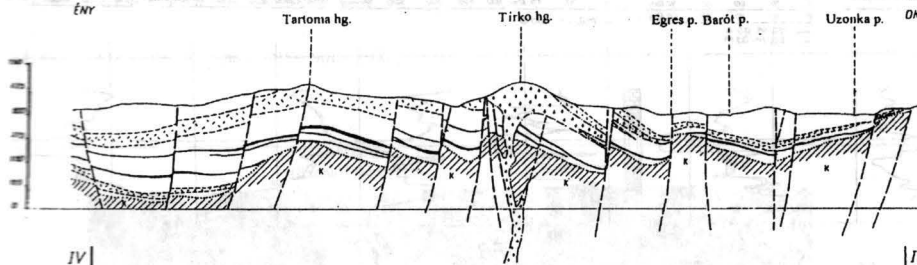


III |

ÉNY

III'

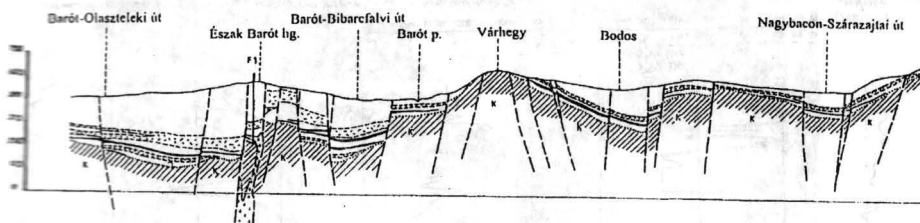
DK



IV |
NYÉNY

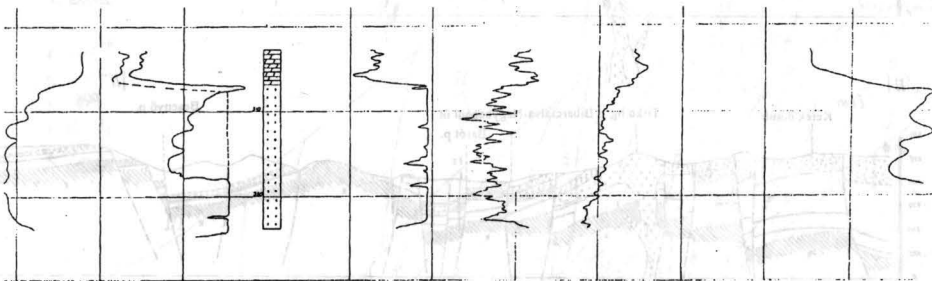
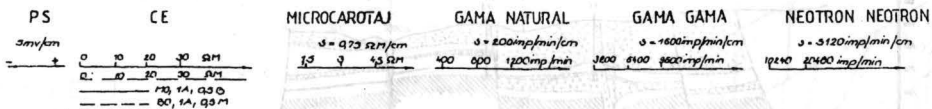
IV'

DK

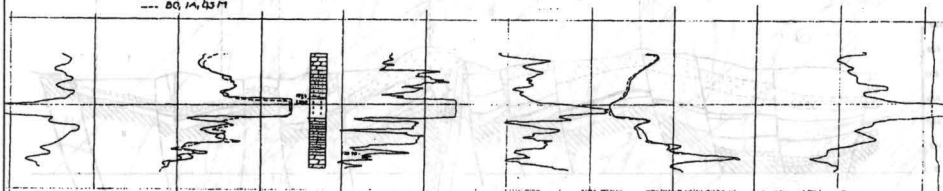
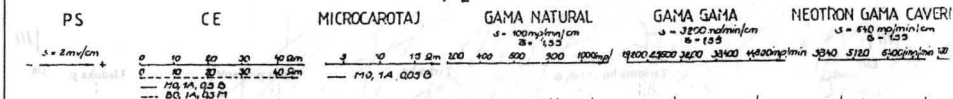


JELMAGYARÁZAT: Pliocén-pleisztocén: 1./ molasz medenceüledékek: márgák, homokok, agyagok, szénrétegek; 2./ vulkáni üledékes formáció (vulkanoszedimentek); 3./ andezites lávafelgyomulások; **Kréta:** 4./ flis üledékek (Csalhói-takaró); 5./ fúrás; 6./ vető.

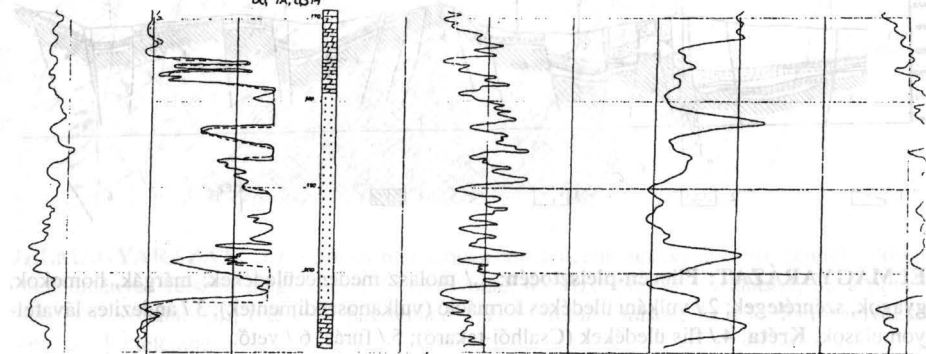
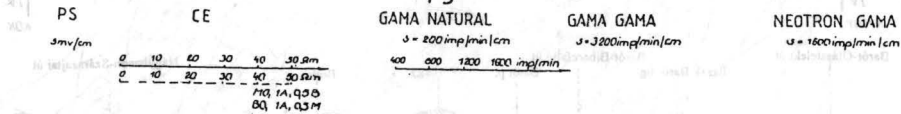
F1

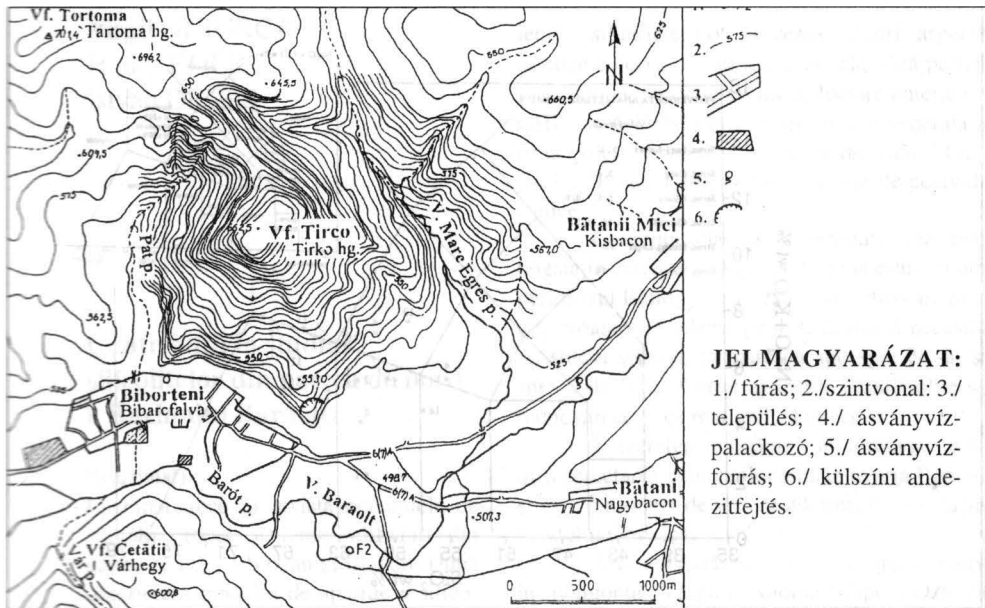


F2

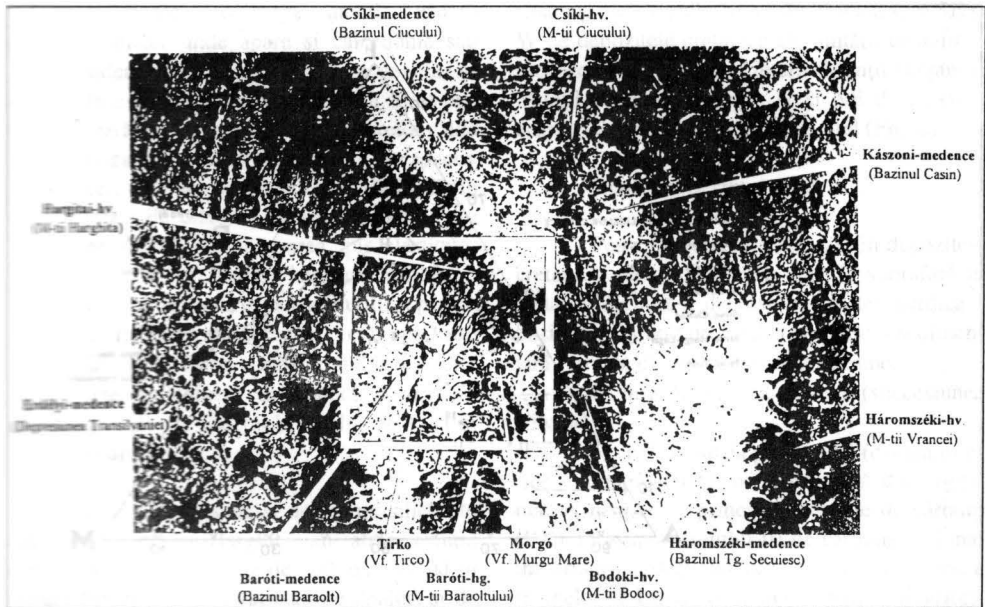


F3

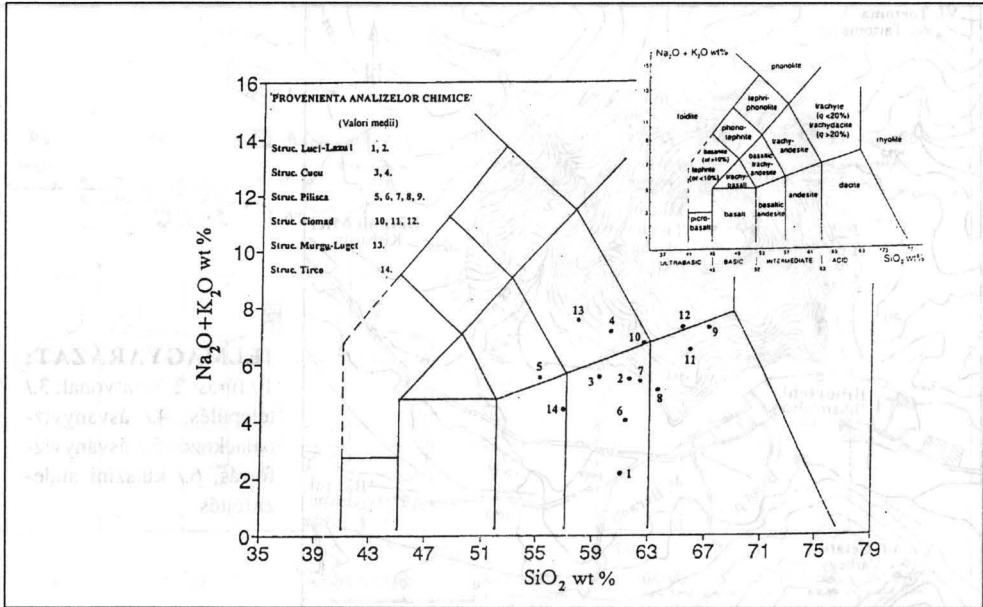




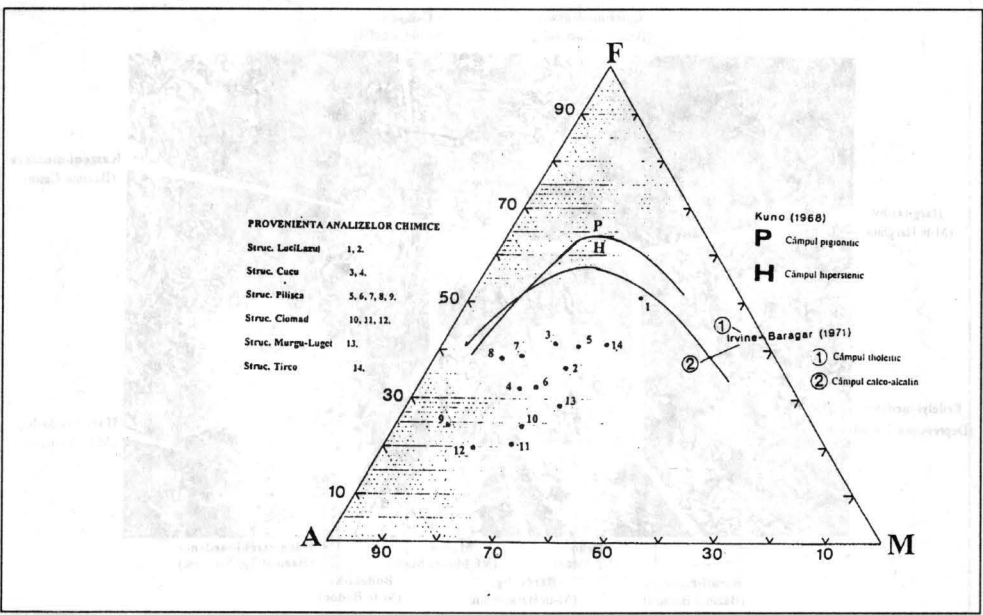
5. ábra Bibarcfalva környékének szintvonalas térképe



6. ábra Üfélvétel a Hargita-vonatról és környékéről



7. ábra Tirko és Dél-Hargita környéki neutrális vulkanitok helyzete a TAS-diagramban



8. ábra Tirko és Dél-Hargita környéki neutrális vulkanitok helyzete az AMF-diagramban