A Magyarhoni Földtani Társulat
2003. évi vándorgyűlése

A radioaktív hulladékok elhelyezésének
földtani környezete

Bátaapáti, 2003. szeptember 11–13.

Kirándulásvezető

3. nap (2. kirándulás)
Keleti-Mecsek–Boda

2003. szeptember 13.

A Magyarhoni Földtani Társulat 2003. évi vándorgyűlése
A radioaktív hulladékok elhelyezésének földtani környezete, Bátaapáti, 2003. 09. 11–13.

Kirándulásvezető

3. nap (2. kirándulás)
Keleti-Mecsek–Boda

Írta:
Császár Géza, Harangi Szabolcs, Konrád Gyula

Szerkesztette:
Gyalog László

Tartalomjegyzék

I. A Keleti-Mecsek 1
I.a. A Mecsek hegység alsó-kréta magmás kőzetei (Harangi Sz.) 1
I.b. A Keleti-Mecsek megállóhelyei 7
1. Magyaregregy, Márévári völgy bejárata — Magyaregregyi Konglomerátum (Császár G.) 7
2. Márévári-völgy, Márévári elágazás — tengeralatti alkáli bazalt lávabreccsa (Harangi Sz.) 10
3. Márévári-völgy, Somosi-csörge elágazás — oxfordi kovás mészkő (Fonyászói Mészkő Formáció) és vulkáni törmelékes mészkő (Császár G., Harangi Sz.) 12
4. Kisújbánya, útbevágás — breccsapad (Magyaregregyi Konglomerátum) és Hidasivölgyi Márga (Császár G.) 16
5. Hosszúhetény előtt 3 km-rel, Csengő-kő — fonolit kőfejtő 20
6. Hosszúhetény, kőfejtő: fonotefrit telérkőzet (Harangi Sz.) 21
II. Boda 23
II.a. A Bodai Aleurolit Formáció (Konrád Gy.) 23
II.b. Boda térségének megállóhelyei (Konrád Gy.) 26
7. Kővágószőlős — Mecsekérc, magraktár — bodai fúrások maganyaga 26
8. Boda, sportpálya — Bodai Aleurolit Formáció 27
9. Boda, alapszelvény — Bodai Aleurolit Formáció 28
10. Boda, alapszelvény — Kővágószőlősi Homokkő Formáció, Bakonyai Homokkő Tagozat 29
Irodalomjegyzék 30

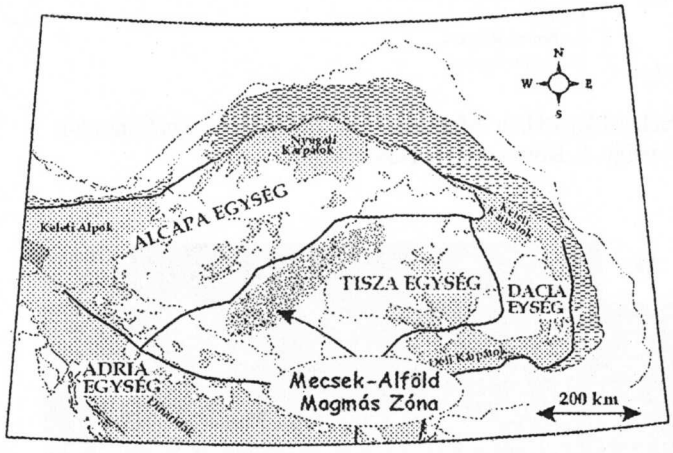
A Magyarhoni Földtani Társulat 2003. évi vándorgyűlése „A radioaktív hulladékok elhelyezésének földtani környezete" témájában

3. napi kirándulás: Keleti-Mecsek–Boda
Kirándulásvezető a terepen: Császár Géza és Konrád Gyula

I. A Keleti-Mecsek

I.a. A Mecsek hegység alsó-kréta magmás kőzetei (Harangi Sz.)

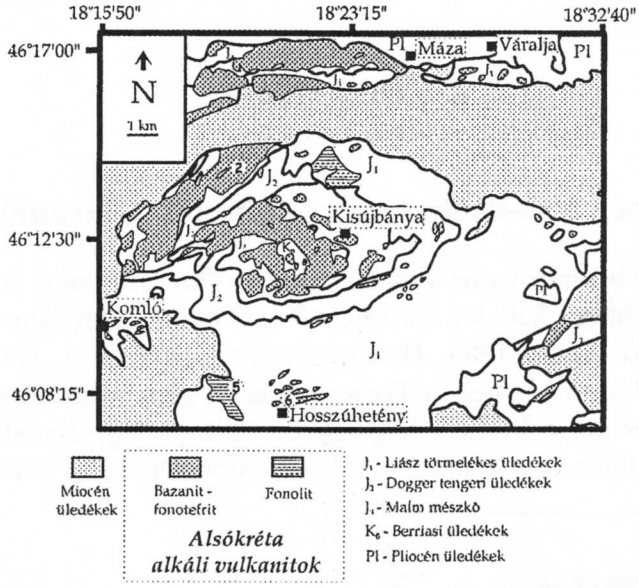
A Mecsek hegység felső-mezozoos vulkáni sorozata (Mecsekjánosi Bazalt Formáció — CSÁSZÁR 1998) egy mintegy 250 km hosszú, 50 km széles délnyugat-északkeleti irányú vulkáni zónához tartozik (BILIK 1983, HARANGI, ÁRVA-SÓS 1993, HARANGI 1994, HARANGI et al. 1996 — *1. ábra*), amely a Tisza szerkezeti egységben helyezkedik el. A vulkáni zóna délnyugati részén, a Mecsek hegység és Villányi-hegység felszíni előfordulásai (*2. ábra*) mellett több fúrás is harántolt e vulkáni asszociációhoz tartozó kőzeteket (pl.



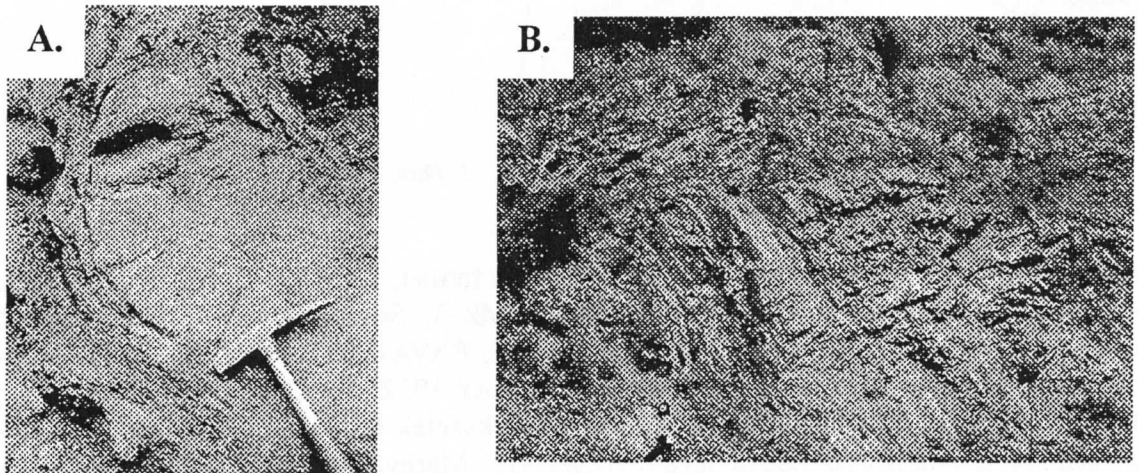
1. ábra. A Mecsek–Alföld Magmás Zóna nagyszerkezeti helyzete

Északi pikkely kőszénkutató fúrásai: Máza és Váralja terület; Kurd Ku–2, Ku–3, Döbrököz Dö–1, valamint Nagykozár Nk–2, Máriakéménd Mk–3, Somberek Sb–1, Dunaszekcső /Dsz–2/, Báta /Ba–3/ közelében, ld. pl. ÁRVÁNÉ SÓS, RAVASZNÉ BARANYAI 1992). A bazaltos magma tenger alatti felszínre ömlött (SZTRÓKAY 1952; VICZIÁN 1966; BILIK 1974; HARANGI 1993), erről tanúskodnak a párnaláva-szerkezetek (pl. Síngödör-völgy; *3.A. ábra*), valamint a különböző típusú láva-breccsák (pl. Márévári-völgy, Cikói-völgy) is. A magmás tevékenység intenzitását jelzi, hogy a Kisújbányai-medencében a lávafolyások összvastagsága megközelíti az 1000 métert (BILIK 1974)! A kőzetolvadék egy része azonban nem érte el a felszínt, hanem főként a vastag, puha liász korú kőszéntelepes összletbe nyomult és telérként szilárdult meg (SZÉKYNÉ FUX 1952, VICZIÁN 1968, SZILÁGYI 1980, HARANGI 1993 — 3.B. ábra). A fonolitos olvadék szintén a liász összletbe nyomulva kristályosodott ki, megszilárdult termékei jelenleg három helyen bukkannak ki a felszínre (Köves-tető, Somlyó-Szamárhegy környéke, Sás-völgy — 2. ábra). A kutatófúrások azon-

kutatófúrások azonban arra utalnak, hogy a fonolitos magmatizmus jóval elterjedtebb volt (Komló környéke: SZÉKYNÉ FUX 1952; Váralja–18 és –26 fúrások: HARANGI 1993, nem publikált adatok; valamint a Mecsektől délkeletre a Báta-3 sz. fúrás: ÁRVÁNÉ SÓS, RAVASZNÉ BARANYAI 1992). A Mecsek hegységben felszínen is megjelenő, uralkodóan alsó-kréta korú vulkáni képződmények északkeleti folytatása az Alföld aljzatában nyomozható tovább (SZEPESHÁZY 1977; MOLNÁR 1985 — 1. ábra).



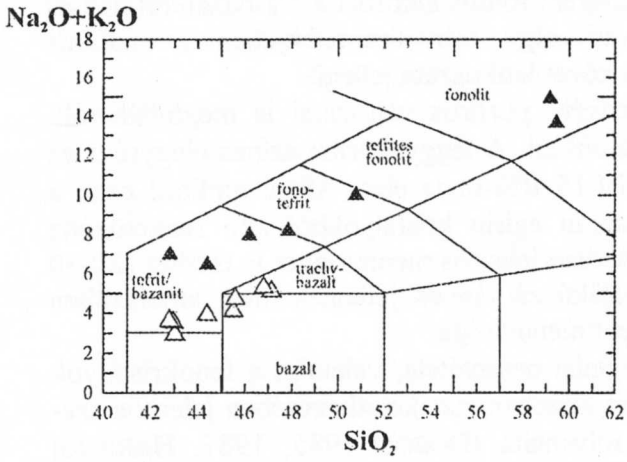
2. ábra. Az alsó-kréta vulkáni kőzetek elterjedése a Keleti-Mecsekben. Magmás kőzeteket feltáró megállópontok a kirándulás során: 2. Márévári-völgy, 5. Köves-tető, 6. Hosszúhetény



3. ábra. A Keleti-Mecsekben előforduló alsó-kréta vulkáni kőzetek megjelenési formái:
A. alkáli bazalt párnaláva a Síngödörben,
B. fonotefrit-telér liász márgaösszletben (Hosszúhetény)

A kelet-mecseki üde magmás kőzetminták kora 135 és 100 millió év közé esik (HARANGI, ÁRVA-SÓS 1993). Lényeges korkülönbség az egyes kőzettípusok (különböző bazaltok, tefrifonolit, fonolit) között nem tapasztalható, a fiatalabb koradatok túlnyomórészt a

bontott és a földpátpótló-tartalmú mintákra adódtak. Valószínű, hogy mind az analcim, mind a nefelin rossz Ar-megtartó képességű fázis, és érzékenyebbek már kisebb tektonikai hatásokra is. Figyelemre méltó azonban, hogy míg a teljes kőzeten és szeparált földpát-frakción mért koradatok a tefrifonolit minták esetében 58, illetve 69 millió év, addig a szeparált biotit fázison 120 millió évet kaptunk (HARANGI, ÁRVA-SÓS 1993), ami jobban közelítheti a földtani kort. Ezt a kort erősíti meg a sás-völgyi tefrifonolitból szeparált amfibol-frakción mért adat is (121 millió év; HARANGI, ÁRVA-SÓS 1993). Mindez arra utal, hogy a fonolitos magmás tevékenység már a barrémiben elkezdődhetett. A Mecsektől északra — Kurd és Döbrököz térségében — fúrásokból előkerült minták az erős bontottság miatt többnyire fiatal kort mutatnak (37, illetve 87 millió év), egy kevésbé átalakult bazalt kora (Kurd–3 fúrás, 513 m — 115 millió év) viszont megfelel a késő-krétának. A Mecsektől délkeletre, Dunaszekcső közelében mélyült fúrás trachit-kőzetei szintén késő-kréta korokat (104 és 121 millió év) jeleznek, míg a Villányi-hegységben, a máriagyűdi kőfejtőben feltárt bazalt — az erős bontottság miatt — fiatal kort mutat (64 millió év — HARANGI, ÁRVA-SÓS 1993). Mindezek az adatok megerősítik a Tisza-egység délnyugati részén előforduló alkáli magmatitok időbeli rokonságát.



4. ábra. A keleti-mecseki alsó-kréta vulkáni kőzetek nevezéktani besorolása főelem-geokémiai összetételük alapján (HARANGI 1993)

A Mecsek hegység alsó-kréta vulkáni kőzetei mind petrográfiailag, mind kőzetkémiailag rendkívül változatosak. A vulkáni kőzetek részletes kőzettani és geokémiai leírása HARANGI (1993), HARANGI, ÁRVA-SÓS (1993), HARANGI (1994), valamint HARANGI et al. (1996, 2003) munkáiban található. A kőzettani és geokémiai vizsgálatok alapján HARANGI (1993, 1994) két kőzetsorozatot különített el: ankaramit – alkáli bazalt – trachybazalt és Na-bazanit–tefrit–fonotefrit–fonolit sorozatot (4. ábra). Figyelemre méltó, hogy a két kőzetsorozat litofáciesben is eltér egymástól. Az ankaramit–trachybazalt kőzetsorozat főleg lávakőzet formájában jelenik meg, míg a bazanit–fonolit sorozat főleg telérkőzetekből áll (3. ábra).

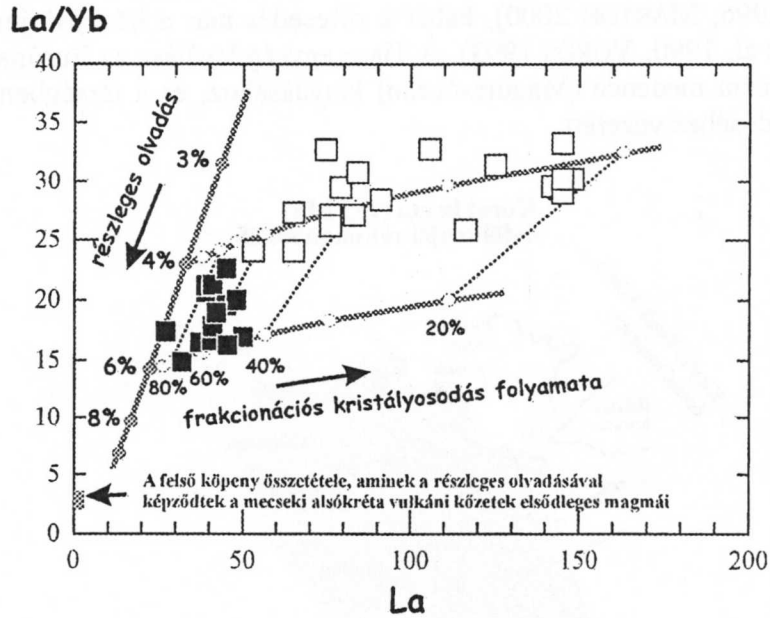
Az ankaramit – alkáli bazalt – trachybazalt sorozatban az ankaramitok (olivin és klinopiroxén fenokristályokban gazdag bazanit) erősen porfíros szövetet mutatnak (a fenokristályok részaránya 20-35 tf%), az alapanyag helyenként üveges vagy gyengén kristályos. A fenokristályok többsége klinopiroxén, emellett olivin és Fe-Ti oxidok (Ti-magnetit, ilmenit) fordulnak elő. Az alapanyag uralkodóan bázisos-neutrális plagioklászból, klinopiroxénből és nagy mennyiségű Fe-Ti oxidból áll. Az alkáli bazaltok kevésbé porfirosak (fenokristályok: 5-15 tf%), a fenokristály-részlegben a bázisos plagioklász mennyisége

porfírosak (fenokristályok: 5-15 tf%), a fenokristály-részlegben a bázisos plagioklász mennyisége gyakran felülmúlja a klinopiroxént. A Fe-Ti oxidokat többnyire ilmenit képviseli. Az olivin csak nagyon alárendelten mutatkozik vagy hiányzik e kőzetekből. Az alapanyagot neutrális plagioklász, klinopiroxén és Fe-Ti oxidok alkotják. A klorit-nontronit a leggyakoribb másodlagos ásvány, részben az alapanyagban jelenik meg, illetve az olivin átalakulási terméke lehet. Egyes kőzetek nagy mennyiségben tartalmaznak kalcit kitöltésű hólyagüreget, amelyek körül gyakori a Fe-Ti oxidokban gazdag reakciózóna. Ezek a kalcitmandulák részben a magmában oldott állapotban lévő karbonát szételegyedésével, részben a meszes mellékkőzet, illetve mészíszap bekebeleződése révén alakultak ki (HARANGI 1986; DEMÉNY, HARANGI 1996).

A Na-bazanit–fonotefrit sorozat kőzeteinek általános kőzettani jellegzetessége a víztartalmú szilikátok (alkáli amfibol, biotit, valamint analcim) és az apatit viszonylag jelentős mennyisége, azonban ezek részaránya lelőhelyenként változó. A Mázai-völgy Na-bazanitja mafikus elegyrészekben rendkívül gazdag, közepesen szemcsés, kamptonit-jellegű kőzet. Az alkáli amfibol (kaersutit), klinopiroxén, biotit együttes mennyisége egyes mintákban a 60 tf%-ot is eléri. Emellett neutrális és savanyú plagioklász, analcim, magnetit és apatit, valamint alárendelt mennyiségben olivin és nefelin alkotja e kőzetet. Az analcim ék-alakú kristályként, illetve kristályközi teret kitöltő fázisként fontos alkotója a Na-bazanitoknak és fonotefriteknek. A Hidasi-völgy és Márévári-völgy tefrit-fonotefritjében a mafikus ásványok (amfibol, biotit) mennyisége kisebb, a kőzet leukokrata jellegű.

A fonolit többnyire afíros kőzet, de helyenként porfíros változatai is megtalálhatók. Uralkodóan pertites földpátból és alkáli földpátból áll. A leggyakoribb színes elegyrész az egirin, amely mennyisége egyes kőzetekben 10-15 tf%-ot is elér. Alkáli amfibol csak a mázai-völgyi előfordulásban jelenik meg, gyakran egirin kristályokból álló reakciózóna veszi körül. Az analcim és nátrolit egyes kőzetekben jelentős mennyiséget is elérhet (20-30 tf%). A fonolitokban helyenként sötét, lencsealakú zárványok jelennek meg, amelyekben erősen megnő az egirin, alkáli amfibol és magnetit mennyisége.

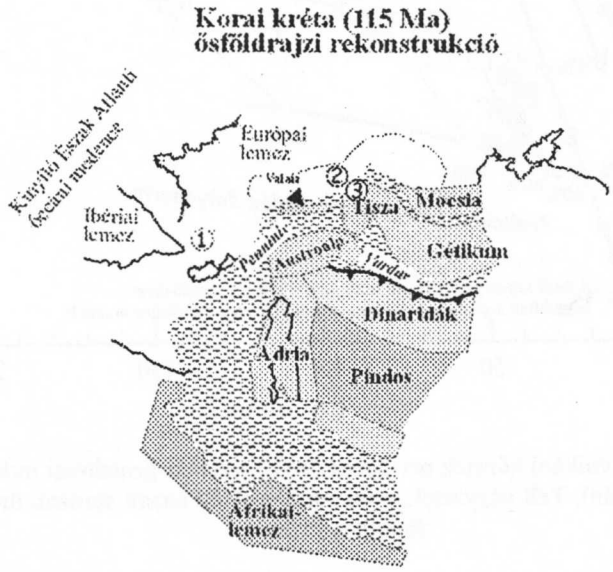
A mecseki alsó-kréta vulkáni kőzetek geokémiai összetétele, valamint a fenokristályok kémiai változékonysága arra utal, hogy mindkét kőzetsorozat keletkezésében jelentős szerepet játszott a frakcionációs kristályosodás folyamata (DOBOSI 1985, 1987, HARANGI 1993, 1994, HARANGI, ÁRVÁNÉ SÓS 1993. HARANGI et al. 1996, 2003 — 5. ábra). A bazaltos kőzetek iniciális radiogén izotóparányai ($^{87}Sr/^{86}Sr$, $^{143}Nd/^{144}Nd$) azonban közel állnak egymáshoz, ami az elsődleges magmák hasonló jellegű köpenybeli forráskőzet területére utal (HARANGI 1994). Ez a forrásrégió az asztenoszféra felső köpeny gránát stabilitási mezejében (gránát-peridotit), azaz kb. 80 km mélységben lehetett. Az erősen inkompatibilis nyomelemarányok (pl. La/Th, K/Nb, Ba/Nb, Zr/Nb, Rb/Nb) értékei arra utalnak, hogy a forrásrégió OIB — azaz az óceáni sziget bazaltokra és számos kontinentális lemezen belüli bazaltra jellemző — típus lehetett. A neogén–kvarter folyamán ebből a típusú köpenybeli forrásrégióból alakulhattak ki az Európa számos pontján megjelenő alkáli bazaltok magmái is (HARANGI et al. 2003). A két eltérő kőzetsorozat kialakulása az elsődleges magmák különböző összetételére vezethető vissza, ami különböző mértékű (4-6%-os) részleges olvadással való képződéssel magyarázható (HARANGI 1994; HARANGI et al. 1996 — 5. ábra). A kisebb mértékű részleges olvadással képződött bazanitos magma differenciációjával keletkezett a tefrit-fonotefrit, majd végül a fonolit. A némileg nagyobb mértékű olvadással létrejött mafikus magma elsősorban olivin és klinopiroxén, illetve ilmenit/Ti-magnetit frakcionációjával alakult ki az ankaramit-alkáli bazalt kőzetsorozat.



5. ábra. A mecseki alsó-kréta vulkáni kőzetek petrogenezise nyomelem-geokémiai modellszámítások alapján (HARANGI et al. 1996 nyomán). Telt négyzetek: ankaramit – alkáli bazalt sorozat, üres négyzet: bazanit–fonolit sorozat

A Mecsek alsó-kréta vulkáni sorozata számos hasonlóságot mutat a Morvaszileziai Beszkidek alkáli magmás sorozatával (hasonló K/Ar kor, képződési környezet, kőzettan, geokémiai jelleg, petrogenezis — HARANGI 1994, HARANGI et al. 2003), ami szoros genetikai és magmatektonikai kapcsolatra utal. Mindkét terület a késő-kréta során az Európai kontinentális lemez déli szegélyén helyezkedett el (GÉCZY 1973, VÖRÖS 1993, BLEAHU et al. 1994, MÁRTON 2000), feltehetően viszonylag közel egymáshoz (6. ábra). Az alkáli magmákat eredményező részleges olvadás oka a felső köpenyben vagy forró köpenycsóva (*'plume'*) aktív feláramlása, vagy a kontinentális litoszféralemez erőteljes elvékonyodása (extenziója) lehetett. A keletkező kis-közepes térfogatú magmamennyiség nem támasztja alá az aktív köpenycsóva-feláramlást. Ezzel szemben az éles szedimentológiai és paleontológiai változás a középső–késő-jurában (VÖRÖS 1993, 2001) a kontinentális szegély riftesedésére utal. A mecseki és a beszkidekbeli alkáli magmás tevékenység feltehetően tehát passzív kontinentális riftesedéssel hozható összefüggésbe. Tovább nyugat felé szintén találhatók késő-mezozoos alkáli magmás képződmények (pl. Észak Pireneusok: AZAMBRE et al. 1992, ROSSY et al. 1992, Valais: STAMPFLI, MARCHANT 1997), ami arra utal, hogy ez a riftes zóna és az ehhez kapcsolódó magmás tevékenység kiterjedtebb lehetett. Kréta korú alkáli mafikus kőzetek Észak-Amerika keleti partvidékén is megjelennek (pl. Monteregian lamprofír sorozat; White Mts. alkáli magmás sorozat; MCHONE, BUTLER 1984, EBY 1985, BÉDARD 1994). Mindez a kiterjedt kréta korú alkáli magmatizmus valószínűleg az Atlanti-óceán északi medencéjének kinyílásával hozható összefüggésbe (FRISCH 1981, MCHONE, BUTLER 1984, BÉDARD 1985), ami kelet és nyugat felé is riftesedést indíthatott el. A mecseki vulkáni kőzeteken mért paleomágneses forgásirányok szinvulkáni rotációs eseményt jeleznek (MÁRTON 1986). Figyelembe véve a vulkáni kőzeteken mért K/Ar kor adatokat is

(HARANGI, ÁRVÁNÉ SÓS 1993), mindez azt jelezheti, hogy a Mecsek hegység (Tisza egység) geometriai leválása az Európai kontinensről 120 és 130 millió év között történhetett (HARANGI et al. 1996, MÁRTON 2000), habár a riftesedés már a középső-jurában megindulhatott (HAAS et al. 1990, VÖRÖS 1993). A Tisza egység leválása az Európai kontinentális lemezről kis óceáni medence (Magura-óceán) kinyílásához, és a térségben lévő mikrolemezek átrendeződéséhez vezetett.



6. ábra. Ősföldrajzi rekonstrukció az Alp-Kárpát-Dinári térségre a kora-kréta időszakra (CSONTOS, VÖRÖS 1997 nyomán). 1. Észak Pireneusok; 2. Morvaszileziai Beszkidek, 3. Mecsek–Alföld alkáli magmás területek (HARANGI et al. 2003)

I.b. A Keleti-Mecsek megállóhelyei

1. Magyaregregy, Márévári völgy bejárata — Magyaregregyi Konglomerátum (Császár G.)

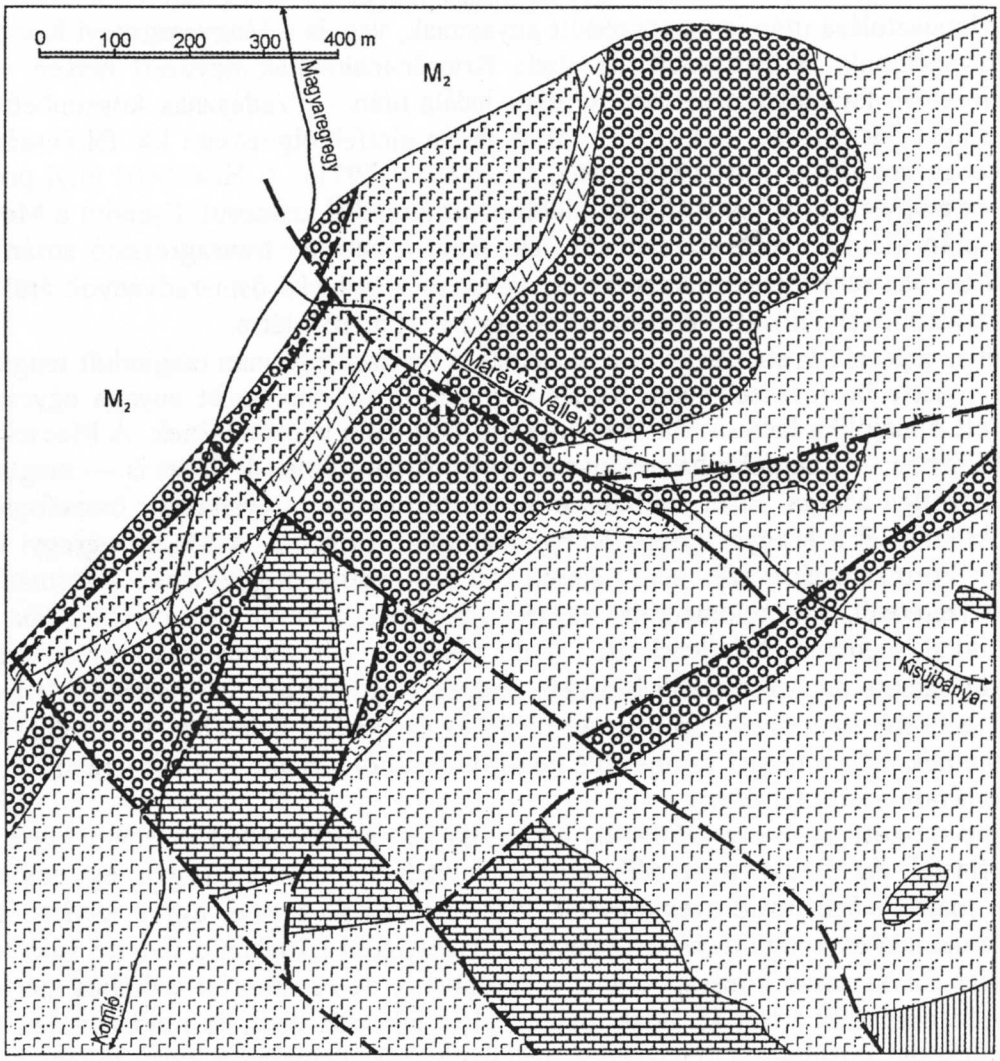
A magyaregregyi strand mögötti két természetes feltárás és az azokat egykor összekötő lejtőbevágás ma a legfontosabb megközelíthető feltárása és egyúttal alapszelvénye az egykori vulkáni felépítmény magasabb lejtőláb-közeli helyzetbe átülepített és a vulkáni felépítmény lepusztulása után is megőrződött anyagának, vagyis a Magyaregregyi Konglomerátum Formációnak. A HOFMANN az általa Krajcár-malomnak nevezett helyen végzett megfigyeléseiről, faunagyűjteményéről először halála után — Vadásznak köszönhetően — történt említés (HOFMANN, VADÁSZ 1912). A fauna újrafeldolgozására kb. fél évszázaddal később került sor (HORVÁTH 1959, 1968, CZABALAY 1971). A HORVÁTH által publikált szelvény és magyarázat a VADÁSZ által kidolgozott modellel azonosul. Eszerint a Mecsek a hauterivi után kiemelkedett, szárazulattá vált, majd a barremi transzgresszió során a zátonyépítő és más sekélytengeri szervezetek, valamint a mélyvízi ősmaradványok átülepített vázai összemosódva változatos ősmaradvány-keveréket hoztak létre.

A típusos mecseki kréta rétegsort a bazaltnak a berriasi folyamán megindult tengeralatti kiömlése vezette be (Mecsekjánosi Bazalt Formáció), melynek szórt anyaga egycsapásra véget vetett a majolika fáciesű Márévári Mészkő Formáció képződésének. A Mecsekjánosi Bazalt fedőjében — a legtöbb helyen már az első vulkáni termékek fölött is — megtalálható a Hidasivölgyi Márga. Ettől rendszerint jól elhatárolódóan, ugyanakkor összefogazódás jelleggel különül el a Magyaregregyi Konglomerátum Formáció. A Magyaregregyi Konglomerátum Formáció elnevezés nem teljesen fedi le kőzetmegnevezésében a formáció valóságos összetételét, a konglomerátum ugyanis alárendelt az egyéb szemcsefrakcióba tartozó alkotókkal szemben. Mindezeknek — de főként a két törmelékes formációnak — heteropikus fáciese az Apátvarasdi Mészkő, melyekkel a hegység déli pereme felé haladva egyre erőteljesebb az összefogazódás. Az üledékes formációk fedőjében különböző helyeken jelenhetnek meg a tenger szintje fölé került vulkánból kiömlő és a tengeralatti környezetbe jutó lávafolyások (*7. ábra*).

A strand mögötti szelvény változatos feltártsági viszonyok mellett az alábbi képződményeket tárja fel. Az északnyugat–délkeleti irányú szelvény délkeleti végén, egy kis völgynél előbb mátrix vázú, majd szemcsevázú, kizárólag bazalt anyagú durva kavicsból álló, teljesen faunamentes konglomerátum települ. Északnyugati irányban a fedetté váló területen a kavics fokozatosan kimarad, helyét a különböző, de rendszerint erőteljes mértékben mállott vulkanoklasztit veszi át. Ezzel összhangban jelennek meg, és rendszertelen eloszlásban, lencsésen dúsulnak a rendszerint mállékony héjú ősmaradványok, főként kagylóteknők és csigaházak. A teljesen osztályozatlan vulkanoklasztitot a strand mögötti részen aleuritos, kissé litoklasztos, növénylenyomatot is nagy számban tartalmazó márga váltja fel, melynek feltárt vastagsága 6 m (*8. ábra*). Ez a Hidasivölgyi Márga Formáció lejtőmenti kifejlődése. Alsó, a Magyaregregyi Formáció felé átmenetet képviselő részen 2-4 cm-es méretű szemcséket is tartalmazó, erősen bontott vulkanoklasztit fölött előbb egy 20-30 cm vastag lilásbarna, majd több mint 5 m vastag barnásszürke, osztályozatlan homokos aleurolitmárga települ, 320/45° dőléssel. Az aleurolitmárga felső határa éles, fedő-

jében 30 cm vastag, erősen bontott, tarka vulkanoklasztit települ, melyet aprómandulaköves bazalt anyagú lávatest fed.

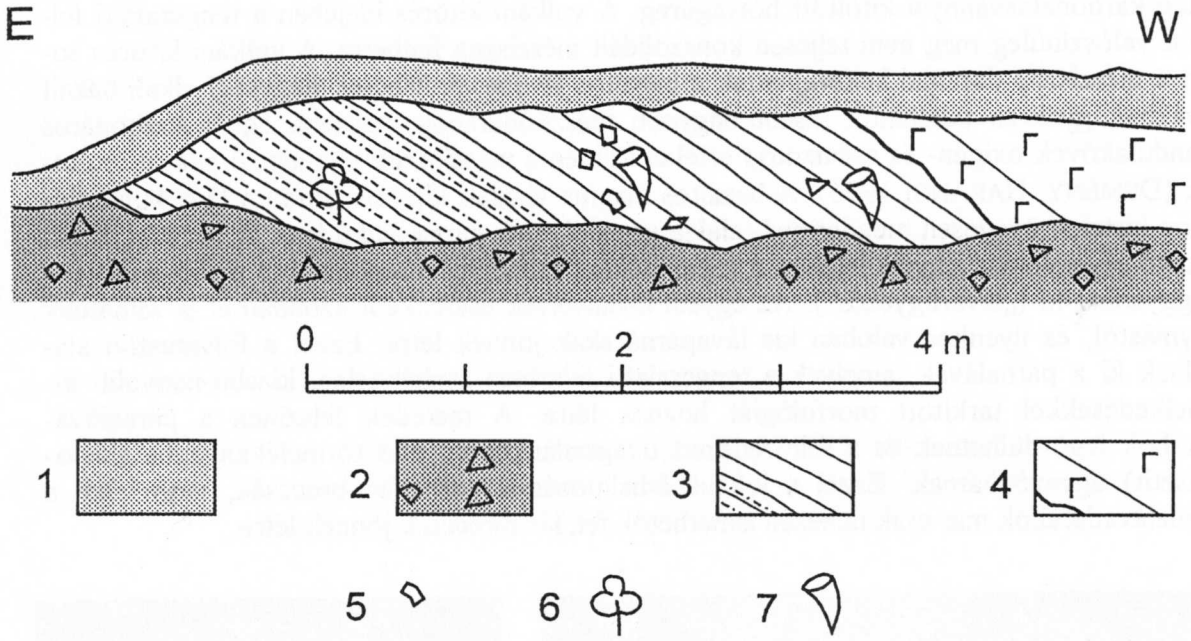
Hála három nemzedék gyűjtő munkájának, a közbülső helyzetű, mállott vulkanoklasztitból nagyszámú ősmaradvány került elő. CZABALAY (1991) nem publikált jelentésében 25 molluszka taxont ismertet, közöttük az alábbi rudista kagylókat: *Heterodiceras semistriatum* HOFM., *Heterodiceras* sp., *Megadiceras hofmanni* CZABALAY, *Bicornucopina petersi* HOFM. és *Requienia* sp. Gyakoriak még a csigák, különösen a nagytermetű formák, mint a *Nerinea* és *Purpuroidea* fajok. Az Ostreidae viszonylag ritka.



7. ábra. A Márévári-völgy és környezetének fedetlen földtani térképe, a Márévári-völgyi szelvény helyének feltüntetésével (HÁMOR et al. 1974, NAGY et al. 1975 nyomán)
Jelmagyarázat a 10. ábránál látható

A szelvénynek a vulkán lejtőjén elfoglalt helyzetén való megítélése szempontjából jelzésértéke van annak a ténynek, hogy ebből a szelvényből a pelágikumot képviselő ammoniteszről senki sem tesz említést. TURNŠEK (in CSÁSZÁR, TURNŠEK 1996) az alábbi telepalkotó szervezeteket azonosította: *Dimorpharaea barcenai* (FELIX 1891), *Microsolena*

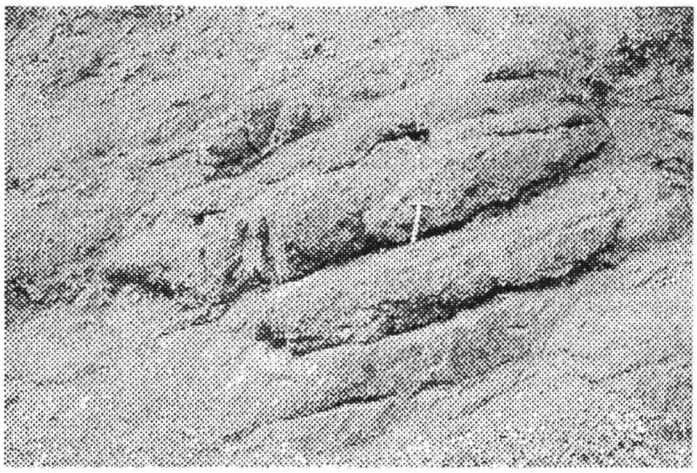
exigua KOBY 1887, *Thamnaraea mammelonata* TURNŠEK 1981, *Helicocoenia rarauensis* MORYCOWA 1971 és *Dimorphastraeopsis patellaris* (STOLICZ. 1873). Saját gyűjtéséből ugyaninnen CZABALAY még öt brachiopoda taxont is felsorolt. Az aleurolitmárgából korábban senki sem említett makrofaunát. CSÁSZÁR G. gyűjtése során előkerült innen, és feldolgozásra vár 2 db 15-20 cm-es méretű koralltelep-törmelék, 1 majdnem egész rudista és egy Ostrea teknő, valamint több kisebb molluszkahéjtörmelék is. Vékonycsiszolat az erőteljes mállottság miatt nem készült, és mikrofauna vizsgálatra sem került sor. Ebből adódóan a képződmény kora a rendelkezésre álló molluszkák és korallok alapján ítélhető meg. CZABALAY és TURNŠEK egyaránt barremi–aptinak ítéli a fenti rétegsor korát. Pusztán litológiai alapon megítélve a képződmény ennél valószínűleg idősebb, valangini, esetleg hauterivi lehet.

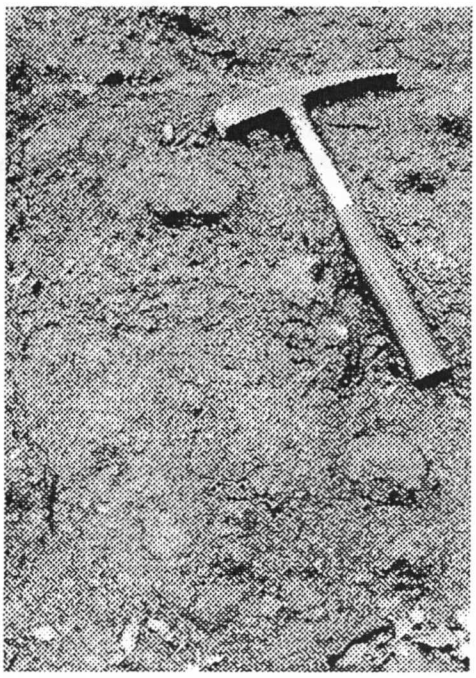


8. ábra. A márévári-völgyi, strand mögötti alapszelvény nyugati végének földtani metszete
1. talaj, 2. lejtőtörmelék, 3. Hidasivölgyi Márga Formáció: durvább szemcséjű (baloldal) és finomabb szemcséjű (középső rész) változata, 4. Mecsekjánosi Bazalt Formáció, 5. faunatörmelék, 6. szenesedett növénymaradvány, 7 rudista teknő

2. Márévári-völgy, Márévári elágazás — tengeralatti alkáli bazalt lávabreccsa (Harangi Sz.)

A Mecsek hegység kora-kréta vulkanizmusa részben tengeri környezetben zajlott, amit bizonyítanak a vízalatti lávafolyások is. A lávaöntés során kisebb-nagyobb tengeralatti kiemelkedések („*sea-mounts*") jöhettek létre. A forró bazaltos láva és a hideg tengervíz érintkezése során heves robbanásos kitörés történhet (hirtelen gáztágulás), ha azonban a lávaöntés viszonylag nagyobb mélységben zajlik, akkor a nagy víznyomás következtében nincs mód a gázexpanzióra. A mecseki tengeralatti lávák feltehetően 2-3 km mélységben törhettek ki, mivel robbanásos kitörésre nincsen egyértelmű bizonyíték. Ugyanakkor a mélytengeri környezet ellen szól a bazaltban megfigyelhető viszonylag nagy mennyiségű, főleg karbonátásvánnyal kitöltött hólyagüreg. A vulkáni kitörés idejében a tengeralatti felszínt valószínűleg még nem teljesen konszolidált mésziszap fedhette. A vulkáni kitörés során a mésziszap darabjai bekerülhettek a bazaltos lávába. A Mecsek hegységi alkáli bazalt lávákban gyakran találhatók kisebb-nagyobb mészkődarabok, továbbá egyes karbonátos mandulakövek oxigén- és szénizotóp értékei szintén a mészkövekre jellemző adatot mutatják (DEMÉNY, HARANGI 1996). A bazaltos magma vízalati kitörése során a láva külső felszíne hirtelen üvegesen megdermed, alakja gömbölyded, párna alakú lesz. A további, belső feszítő lávanyomás következtében a repedésekkel szabdalt lávacsomagból újabb lávanyelv buggyanhat ki („lávarügyezés"). Az egyedi lávanyelvek esetenként azonban el is válhatnak egymástól, és ilyenkor valóban kis lávapárnácskák jönnek létre. Ezzel a folyamattal alakulnak ki a párnalávák, amelyek a tengeralatti felszínen szabálytalan, kisebb-nagyobb kiemelkedésekkel tarkított morfológiát hoznak létre. A meredek felszínen a párnalávadarabok legördülhetnek és a feltöredezett üvegszilánkokból álló törmelékanyagba (hialoklasztit) ágyazódhatnak. Ezzel a lokális áthalmozással párnaláva-breccsák, vagy ahol a párnalávadarabok már csak nehezen ismerhetők fel, lávabreccsák jönnek létre.





1. fénykép. Tengeralatti lávabreccsa a Márévári-völgy középső részén
A jobboldali kép a lávabreccsa közeli szövetét mutatja

Ebben a feltárásban egy alkáli bazalt lávabreccsát figyelhetünk meg, amely feltehetően egy kisebb tengeralatti kiemelkedés oldalán, annak lábánál képződött. Közelebbről szemlélve kitűnik a lávakőzet breccsás szövete, amelyben kisebb-nagyobb kerekded lávadarabok ülnek. A Márévári csárda felé haladva, egy kisebb feltárásban még szembetűnőbb a lávabreccsa törmelékes szerkezete (2. fénykép).

2. fénykép. Lávabreccsa törmelékes szerkezete, kisebb feltárásban a Márévári csárda felé

A lávakőzet olivin és klinopiroxén (ferro-diopszid) fenokristályos bazalt, amiben gyakoriak még a titanomagnetit mikrofenokristályok is. Kőzetkémiailag alkáli bazalt, ami az ankaramit-alkáli bazalt sorozathoz tartozik. Az alapanyagban jellemzőek az apró, karbonátanyaggal kitöltött mandulakövek.

3. Márévári-völgy, Somosi-csörge elágazás — oxfordi kovás mészkő (Fonyászói Mészkő Formáció) és vulkáni törmelékes mészkő (Császár G., Harangi Sz.)

Ha eltekintünk a szinte minden idősebb képződményben megjelenő telérkőzetektől, akkor mecseki jura rétegsornak a legidősebb képződménye a Fonyászói Mészkő Formáció, ami vulkanoklasztitjai révén még genetikailag is kapcsolatba hozható a rift jellegű vulkáni tevékenység — összefoglalóan — Mecsekjánosi Bazalt Formációnak nevezett termékével. Az alábbiakban ismertetendő képződménynek ez a legjobb és legkönnyebben megközelíthető feltárása, amely egyúttal sok szóbeli vitát kiváltó jelenség helyszíne is. A védett út menti feltárást egy népszerűsítő jellegű ismertetést tartalmazó szöveges és rajzos tábla jelöli.

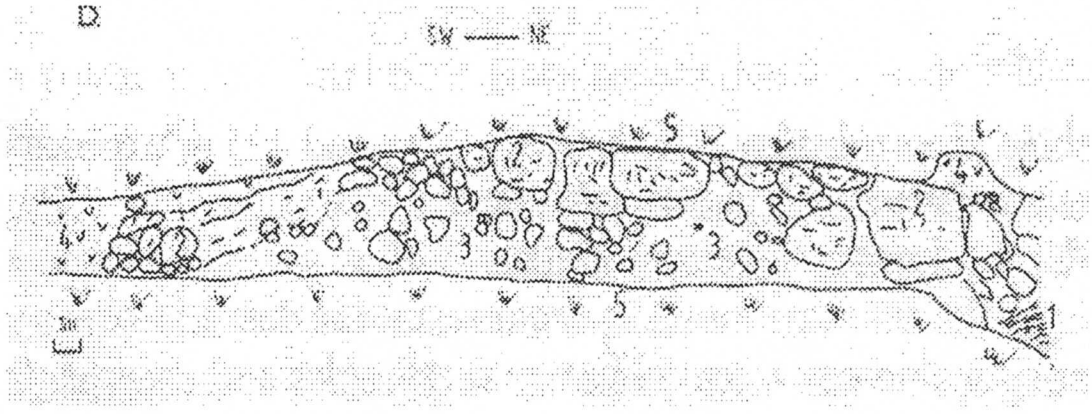
A Tisza egységnek az európai lemeztől a középső-jurában történt leválása során a Mecseki zónának egyre inkább kivékonyodó kérgű üledékgyűjtőjébe fokozatosan csökkenő mértékű és szemcseméretű sziliciklasztos törmelékanyag került. A Fonyászói Mészkő feküjéül szolgáló Dorogói Mészmárga Formáció a legfiatalabb képződmény, amibe a pelit frakción túlmenően még — üledékgyűjtőn kívüli eredetű — kőzetliszt méretű szemcsék is eljutottak, maximum 22%-os mennyiségben. Azért is különösen feltűnő a vulkanoklasztit-nak a vulkanizmus széles sávra kiterjedő és általános kitörése előtt 10 millió évvel korábban képződött üledékben való előfordulása.

A Kisújbányai periklinális területén a felszínen is általánosan elterjedt Fonyászói Mészkő Formáció vastagsága mintegy 20-25 m. A kőzet vékonypados, néha lemezes kifejlődésű, színe többnyire sárgásszürke, a feltárásban inkább zöldes fakószürke, kemény, rendszerint kovás átitatódású, de szürke vagy szürkésvörös tűzkőlencséket is tartalmaz. Kevés pelittartalma rendszerint a rétegfelületeken jelenik meg. A feltárás erősen tektonizált, a réteghatárok itt rendszerint rosszul láthatók. Jobb feltártságú kis fejtésekben a kovás mészkőrétegek között több mm-es, kivételesen cm-es vastagságú zöld meszes agyag közbetelepülések is megfigyelhetők benne. Makrofaunában rendkívül szegény, leginkább Belemnites, ritkábban rossz megtartású ammonitesz kőbél vagy brachiopoda is előfordulhat benne. Mikrofosszília-tartalma jelentős, de mennyisége akár rétegről rétegre is számottevően változhat. A leggyakoribb mikrofosszília a radiolária, amely a tűzkőlencsék alapanyagául is szolgált. NAGY et al. (1978) szerint szerint mellette számottevő gyakoriságú, és rétegtani szempontból a legjelentősebb mikrofosszília a Cadosina, amelyek közül az alábbiakat említette: Cadosina fibrata NAGY, C. parvula NAGY, C. heliosphaera VOGLER, Cadosina lapidosa VOGLER. Ezek alapján történt meg a képződmény oxfordi emeletbeli keletkezésének a megerősítése. Viszonylag ritka a Globochaete és még ritkább a bentosz foraminifera. A mikrites alapanyag és a fenti, főleg planktonikus mikrofosszíliák alapján az üledékképződési térszíne gyenge vízáramlású pelágikus mélymedence lehetett.

A feltárás jobb oldalán előbukkanó oxfordi kovás mészkőre egy különleges kőzettípus, egy vulkáni törmelékes mészkő települ, ami felett átalakult lávabreccsa, hialoklasztit következik. Vulkáni törmelékes mészkő előfordul még a Síngödör mellékvölgyében, valamint leírták mélyfúrásokban is (HARANGI 1988). A szakirodalom peperitnek nevezi azt a jelenséget, amikor még részben olvadt láva és nem konszolidált, nedves üledékes anyag keveredik egymással (WHITE et al. 2000). A feltörő magma felfűti a laza üledékes anyagban lévő vizet, a táguló vízgőz átrendezi az üledékes szemcséket, a keverék pedig ezáltal viszkózus fluidumként viselkedik. A magma szintén feldarabolódik, és kisebb-nagyobb

és kisebb-nagyobb darabjai keverednek e fluidummal. Ezáltal változatos peperites szövetek jöhetnek létre (BUSBY-SPERA, WHITE 1987). Ez a jelenség szinvulkáni, azaz a vulkanizmussal egyidős folyamat. Hogyan értelmezhető mindezek alapján a feltárásban megfigyelhető kőzet?

A vulkáni törmelékes mészkő egység mintegy 5-6 méter vastag, változó mértékben töredezett. A vulkáni törmelékek eloszlása szabálytalan, sokszor sávokhoz kötött. Közöttük kisebb-nagyobb, vulkáni törmelékben szegény vagy attól mentes, zöld színű kovás mészkőfoszlányok vagy kisebb-nagyobb blokkok figyelhetők meg. A vulkáni törmelékek mellett előfordulnak szögletes mészkő- és tűzkődarabok is. A vulkáni törmelékek maximális mérete 10 cm, de nagyságuk túlnyomórészt cm alatti. A vulkáni törmelékek szövete változatos: gyakoriak az átalakult (karbonátosodott), hólyagüreges üvegszilánkok, de előfordulnak kristályos (hialopilites-interszertális) szövetű darabok is. A vulkáni törmelékek alakja szintén változó: vannak szögletes, éles határral rendelkező törmelékek, de nem ritkák a szabálytalan lefutású, amőba-alakú törmelékek sem. A vulkáni törmelékek mellett megjelennek vulkáni kristálytöredékek (klinopiroxén, plagioklász) is a mészköves alapanyagban.

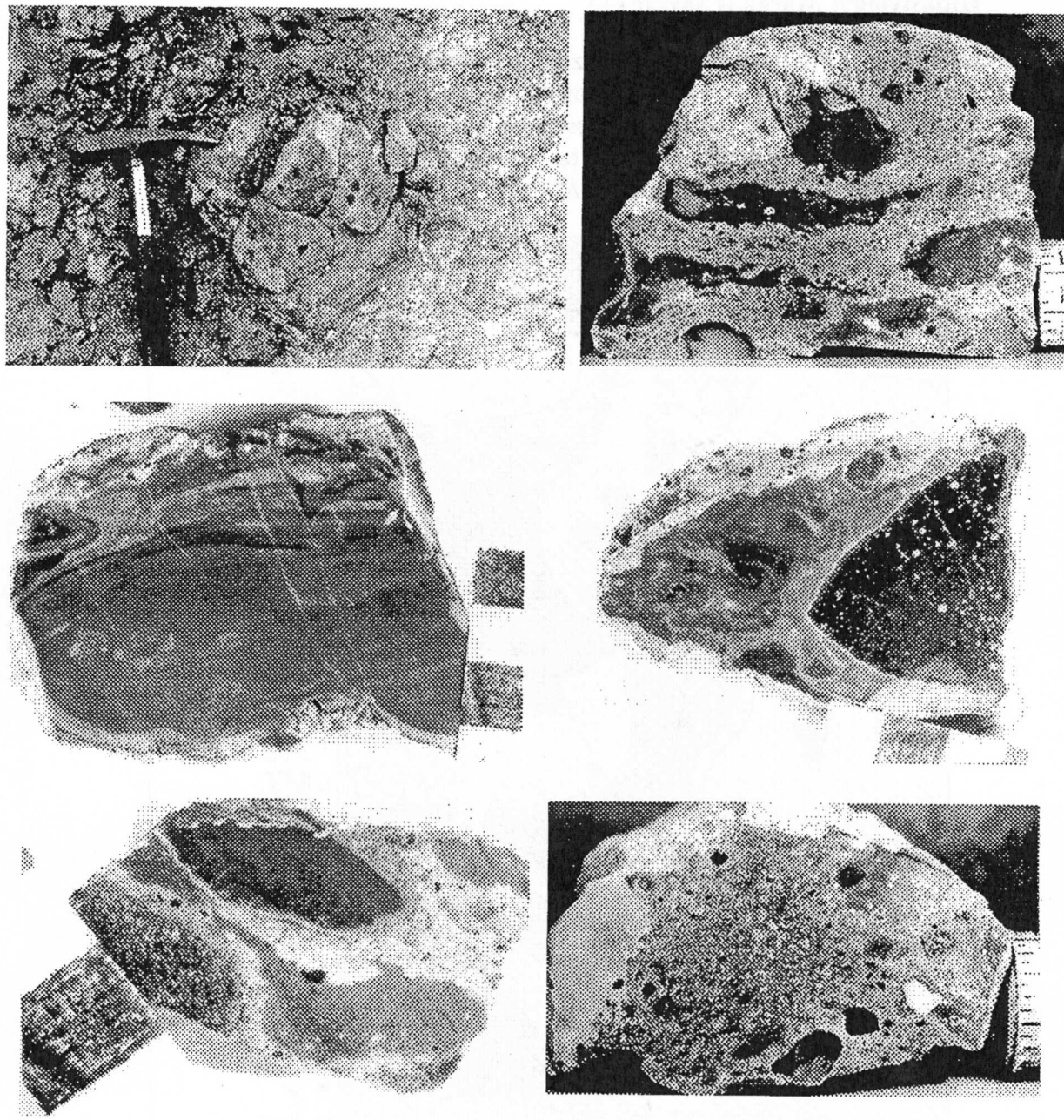


9. ábra. A Márévári-völgy, Somosi-csörge feltárás vázlatos rajza
1. oxfordi kovás mészkő, 2. vulkáni törmelékes mészkőbe ágyazott mészkőtömbök, 3. vulkáni törmelékes mészkő, 4. átalakult lávabreccsa, hialoklasztit, 5. talaj (HARANGI 1988)

Az alapanyag NAGY I. meghatározása alapján felső-oxfordi, illetve alsó-kimmeridgei mészkő. A mészkő gyakran mutat folyásos szövetet, benne mikrites és durvább törmelékes, radioláriás sávok — sokszor teljesen szabálytalan módon — váltakoznak. A Síngödör-beli feltárásban emellett kalpionellák is igen gyakoriak a mészkő alapanyagban.

A képződmény kialakulása lényeges abból a szempontból, hogy a vulkáni működés kezdetét meghatározhassuk. A rendelkezésre álló K/Ar koradatok mind kréta kort adnak (HARANGI, ÁRVA-SÓS 1993), felső-jura koradatok nem ismertek a Mecsekben. Vajon a vulkáni törmelékes mészkő a vulkáni kitörések korábbi megindulását jelzi? A vulkáni törmelékek valóban oxfordi–kimmeridgei mészkőben vannak, kérdés azonban, hogy mikor történt a keveredés? NAGY I. mikropaleontológiai vizsgálatai szerint a vulkáni törmelékes mészkövekben különböző korú mikrofossziliák jelennek meg, pl. kimmeridgei saccocomák, radioláriák, Cadosina, tithon és berriázi Calpoinellidae stb. (NAGY 1986). A márévári-völgyi feltárásban NAGY I. szerint a mikrofosszilia keveredése kisebb mértékű, felső-oxfordi–alsó-kimmeridgei. Mindez magyarázható azzal, ha a meszes iszap hosszú időn ke-

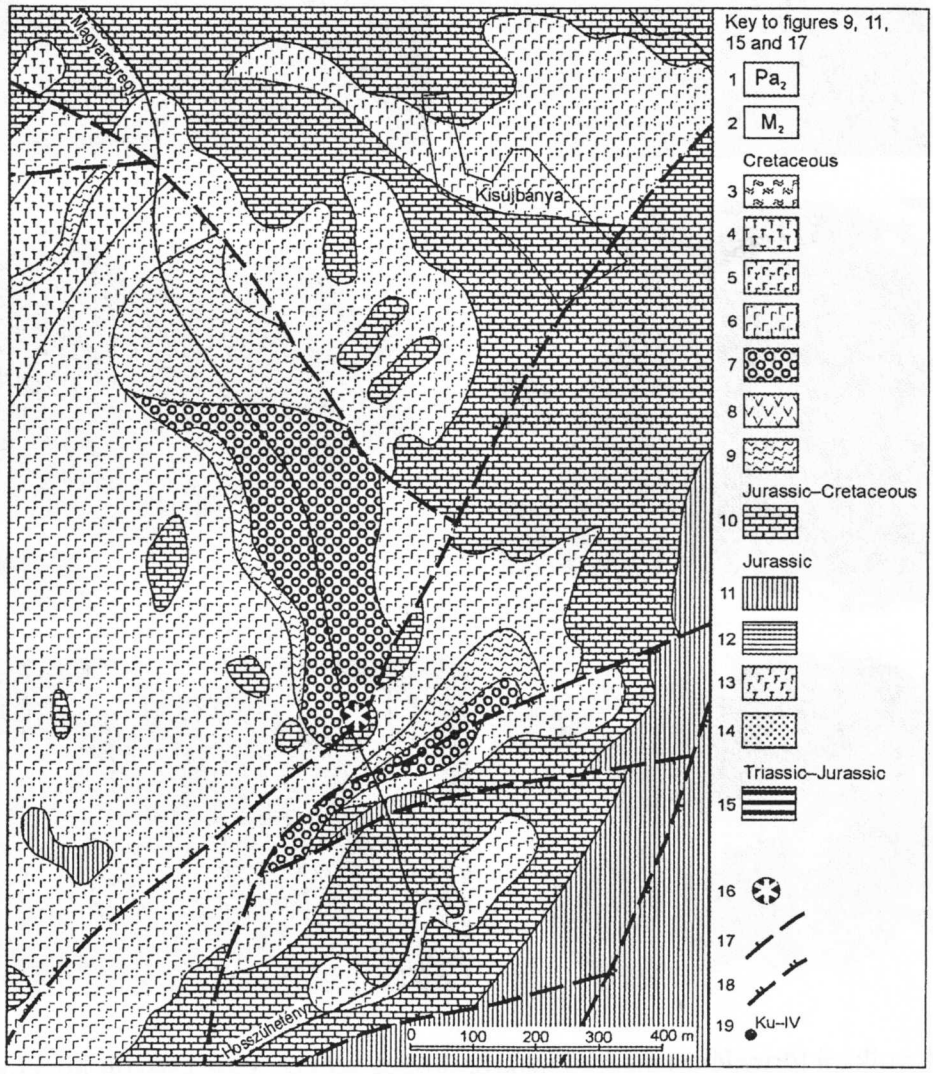
tások mutattak erre példát, miszerint kimutattak eocén és kréta korú konszolidálatlan üledékeket, amelyben kevert mikrofosszilia együttest határoztak meg (pl. MURDMAA, AVDEIKO 1980). E modell szerint a vulkanizmus kora-kréta megindulása során, a tengeralatti földrengések következtében jelentős tömegmozgások indulhattak meg, esetenként áthalmozva különböző korban leülepedett üledékeket is. A másik magyarázat szerint az első vulkáni kitörések már az oxfordi végén megindulhattak (ami például az oxfordi kovás mészkő zöld színét is adja), a felhatoló forró magma részben fluidizálta a konszolidálatlan mésziszapot és keveredett azzal. Ezt alátámaszthatja az is, hogy a Mecsek hegység más lelőhelyein is találhatók lokális vulkáni törmelékek felső-jura mészkövekben (HARANGI 1986, 1988). Ez azonban nem magyarázza a síngödörbeli előfordulás jellegét, ahol a legerősebb a különböző korú mikrofossziliák keveredése. Mindez csak további mikropaleontológiai vizsgálatokkal dönthető el.



3. fénykép. A vulkáni törmelékes mészkő makroszkópos szöveti képe csiszolt kőzetfelületeken

4. Kisújbánya, útbevágás — breccsapad (Magyaregregyi Konglomerátum) és Hidasivölgyi Márga (Császár G.)

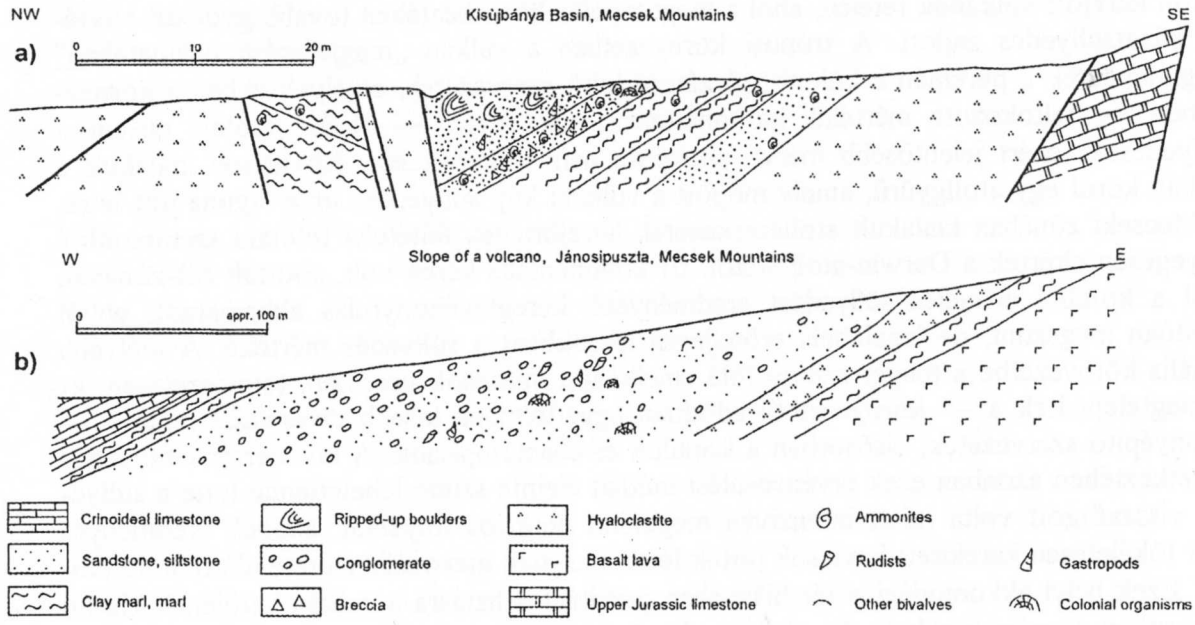
A Kisújbányáról Pusztaszentlászlóra vezető kocsiútnak az erdő peremétől kissé északra eső bevágása a Hidasivölgyi Márga Formáció bázisközeli szakaszát tárja fel, amelyben közbetelepülésként 40 cm vastag breccsaréteg jelenik meg. Ez a közbetelepülés a Magyaregregyi Konglomerátum részének tekinthető (*10. ábra*). A szelvény első felvétele és részletes faunisztikai feldolgozása HORVÁTH (1959) nevéhez fűződik.



10. ábra. Kisújbánya és környékének fedetlen földtani térképe a kisújbányai szelvény helyének feltüntetésével (NAGY et al. 1975, HETÉNYI et al. 1976 nyomán)

1. felső-pannóniai; 2. középső-miocén; 3. Vékényi Márga Formáció; 4–6. Mecsekjánosi Bazalt Formáció: 4. alkáli trachit, 5. Szpilit, párnaláva, 6. bazalt, 7. Magyaregregyi Konglomerátum Formáció; 8. Apátvarasdi Mészkő Formáció; 9. Hidasivölgyi Márga Formáció; 10. Márévári Mészkő Formáció; 11. felső-jura; 12. Dorogói Mészmárga Formáció (középső-jura); 13. Komlói Márga Formáció (alsó–középső-jura); 14. Gryphaeás homokkő és márga (alsó-jura); 15. Mecseki Kőszén Formáció; 16. a vizsgált szelvény; 17. vető; 18. feltolódás; 19. fúrás

A közelmúltban emberi közbeavatkozással teljesen felszámolt egykori útbevágásban feltárt rétegsort a *11.a ábra* mutatja be. A rossz feltártsági viszonyok miatt csak valószínűsíthető, hogy a szelvény déli végén a Márévári Mészkő Formáció vető mentén érintkezik a Mecsekjánosi Bazalthoz sorolható, a térképezők szerint hyaloklasztitnak minősített rétegekkel. A szürke és szürkésvörös színű, fölfelé egyre több ammoniteszt tartalmazó Hidasivölgyi Márga Formáció egy laza kötésű, már ammoniteszt is tartalmazó homokkőpad közbeiktatásával, mégis fokozatos átmenettel fejlődik ki a hyaloklsztitból. Az 5-6 m vastag aleuritos márga réteget a már említett 40 cm vastag, változatos ősmaradványegyüttest tömegesen tartalmazó breccsaréteg zárja le. Ennek fedőjében ráncolt csuszamlási testeket tartalmazó, az előző rétegekhez hasonlóan északias dőlésű aleurolit és homokkő összetételű rétegek települnek. Ebben a rétegkötegben — különösen annak alsó szakaszán — a még ugyancsak előforduló ammoniteszek mellett kagyló- és csigatörmelék is felismerhető. Tovább északra ezt egy ismeretlen dőlésű hyaloklasztit-test követi, majd visszatér az ammonitesz-tartalmú Hidasivölgyi Márga, de immáron délies dőléssel. Az út mentén a Hidasivölgyi Márgába tartozó kékesszürke színű, lemezes, pelágikus mészkő-, valamint sötétszürke színű márga és agyagmárga rétegek dm-es méretű törmelékei is fellelhetők, jóllehet ezzel a kőzettípussal a szelvény nyomvonalában rétegszerinti településben sehol sem találkoztunk. Ezek ősmaradványtartalma kizárólag szenesedett növénymaradvány.



11. ábra. A kisújbányai (11.a) és a jánosipusztai (11.b) feltárás földtani metszete

A breccsarétegben és bizonyos mértékig még a fölötte lévő rétegköteg alján is a kagyló- és csigafajok a domináns makrofauna elemek. Eddig 47 taxont azonosítottak innen (többségüket CZABALAY L.). Ezek között — egyebek mellett — Nerinea, Nerinella, Chlamys, Semisolarium, különböző Ostrea félék, továbbá rudista kagylók (*Valletia germani* [P. et C.], *Megadiceras hofmanni* CZABALAY, *Heterodiceras* sp., *Monopleura* sp.) érdemelnek említést. A molluszkákkal szemben szerényen képviseltek a szelvényben (kizárólag a breccsapadban) a zátonyépítő szervezetek, melyek TURNŠEK (CSÁSZÁR,

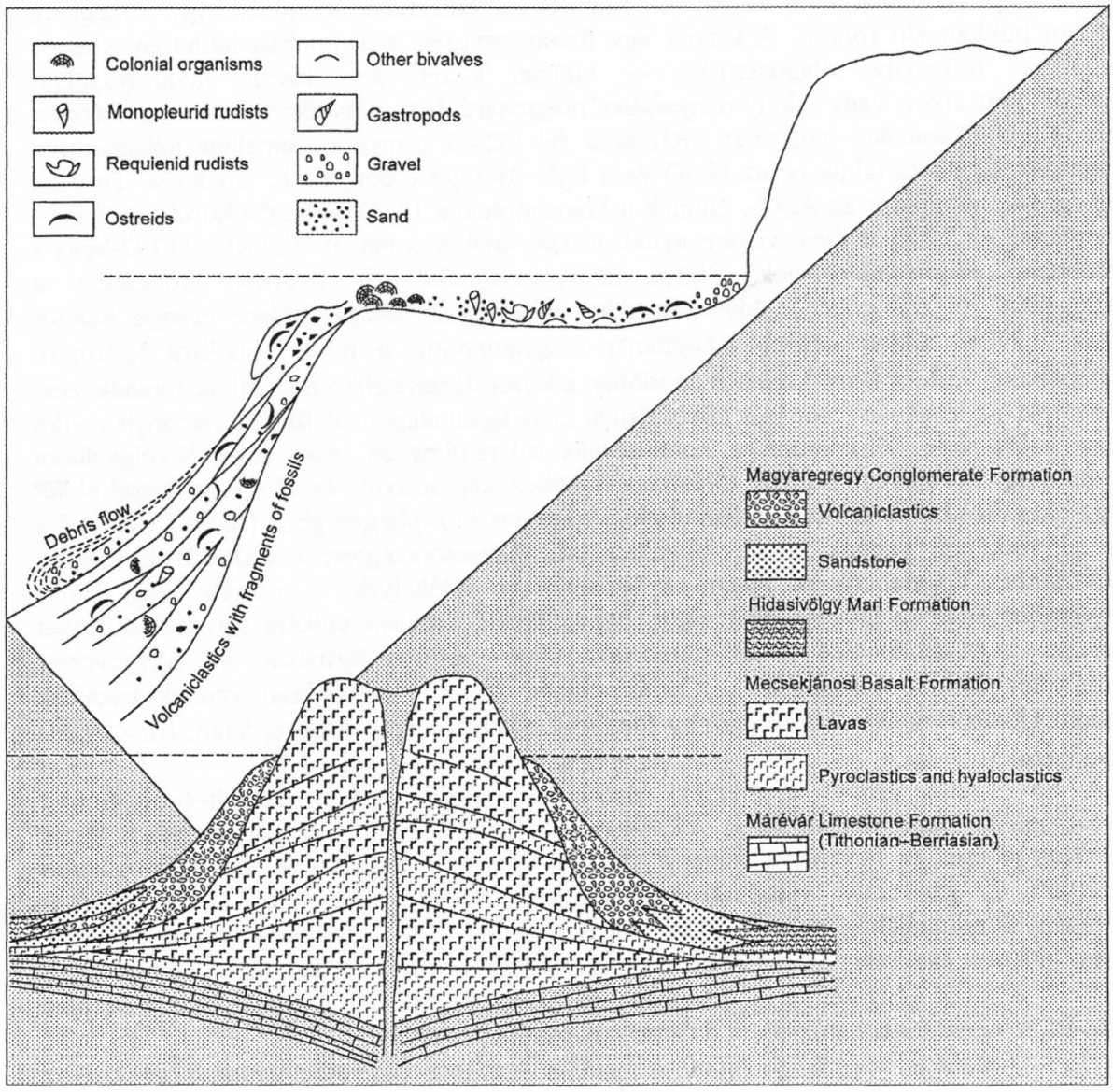
TURNŠEK 1996) szerint két korallfajból (*Columnocoenia ksiazkiewiczi* MORYCOWA 1964, *Dimorphastraeopsis patellaris* [STOLICZ. 1873]) és 1 *Solenopora* sp.-ből áll.

A breccsapad alatti rétegek kizárólagos makrofaunája a Cephalopoda, ami jelentős számban a breccsarétegek fölött is megtalálható, de ritka kivételként a breccsapad is tartalmazza. BUJTOR (1993) innen az alábbi ammonitesz fajokat írta le: *Phylloceras (Hypophylloceras)* ex. gr. *tethys* (D'ORB.), *Calliphylloceras calypso* (D'ORB.), *Haploceras (Neolissoceras) salinarum*) UHLIG, *H. (N.) grasianum* (D'ORB.), *Ptychophylloceras semisulcatum* (D'ORB.), *Leptotetragonites honnoratianus* (D'ORB.), *Kilianella lucensis* SAYN., *Protetragonites quadrisulcatus* (D'ORB.), *Lytoceras* sp. aff. *sutile* OPPEL, *Olcostephanus drumensis* KILIAN, *Thurmanniceras pertransiens* (SAYN.).

Ebben az egyértelműen medencebeli kifejlődésű szelvényben tehát teljesen összekevert állapotban fordulnak elő az itt honos ammoniteszek, valamint a törmelékfolyás eredetű közbetelepülésre és a fedőjében települő csuszamlásos rétegekre jellemző sekélytengeri környezetből származó ősmaradványok. Mindezek, továbbá jelenleg megközelíthetetlen szelvények nagy tömegű korall és rudista kagyló előfordulásai együttesen elegendő alapot szolgáltatnak az előző megállónál említett régi modell revíziójára, amit röviden mecseki típusú atoll modellnek nevezhetünk.

A mecseki típusú atoll fogalom bevezetésének indokoltsága magyarázatot igényel. A Darwin-atoll az óceáni térségek megemelkedett aljzatú területein fejlődött ki, a forró pontokon létrejött vulkánok tetején, ahol a megcsapolás következtében tovább gyorsult mértékű aljzatsüllyedés zajlott. A trópusi környezetben a vulkán „megjelenése pillanatában" megtelepedtek a peremén a különböző zátonyépítő szervezetek, amelyek ebben a környezetben — felfokozott mértékű karbonáttermelésük révén — lépést tudtak tartani a süllyedéssel, ezért jelentősebb mérvű abrázióra nem is került sor. Rövidesen kialakult a vulkán körül egy atollgyűrű, amely mögött a vulkáni kúp süllyedése után lagúna jött létre. A Mecseki zónában kialakult atollszerkezetek létrejöttének feltételei földtani szempontból lényegesen eltértek a Darwin-atollokétól. Itt kontinentális kéreg volt, abortált rift-zónával, ahol a korábbi erőteljes süllyedést eredményező kéregkivékonyodás abbamaradt, ebből adódóan megszűnt, de legalábbis erőteljesen lecsökkent a süllyedés mértéke. A mélyebb batiális környezetbe a tenger szintje fölé emelkedett vulkánok peremén, természetesen, itt is megtelepedtek a — környezetből adódóan egyértelműen kisebb diverzitást mutató — zátonyépítő szervezetek, elsősorban a korallok és chaetetopsisok. A kis mértékű süllyedés következtében azonban ezek érvényesülési módját eleinte szinte lehetetlenné tette a süllyedés visszafogott volta miatt intenzíven megindult abráziós folyamat, aminek eredményeként tökéletesen kerekített kavicsok jöttek létre, melynek maximális mérete elérte a 40 cm-t is. Ezek helyi akkomodációs tér hiányában gravitációs hatásra a vulkán lejtőjének kisebb dőlésszögű részére kerültek. Az abrázió előrehaladásával a *12. ábrán* látható litológiai és faunazonáció alakult ki az atoll körül. Miután azonban a bevágódás folytatódott, a lepusztulási termékeket és az ősmaradványok szilárd vázát is a hullámverés és a vízszint különböző léptékű ingadozása a vulkán lejtőjének peremére szállította. Akkomodációs tér hiányában a zátonyépítő szervezetek sem voltak képesek falszerű építmények létrehozására, ezért inkább lapos telepeket hoztak létre, de ezek fejlődését is gátolták a fent vázolt tengermozgások, és a törmelékkel és egyéb ősmaradványokkal együtt a túlterhelt lejtőperemekről időről időre megújuló módon csuszamlás és törmelékfolyás formájában a lejtő különböző szintjére, vagy kisebb nyelvek és hordalékkúpok formájában a medencébe jutottak. Az előbbinek jó példája a márévári-völgyi strand mögötti, az utóbbinak a kisújbányai

a medencébe jutottak. Az előbbinek jó példája a márévári-völgyi strand mögötti, az utóbbinak a kisújbányai szelvény szolgál példájaként. Útközben keveredtek a mélyebb szintek bentosz (brachiopoda, foraminifera) nekton (ammonitesz), és plankton (Calpionella, Cadosina, Globochaete) elemeivel. A fúrási rétegsorok és fúrómagok átvizsgálásának eredményeként ma már térképileg is kontúrozni tudjuk az atollként szereplő vulkánt.



12. ábra. Mecseki típusú atoll

A lito- és biofáciesek eloszlását mutató rekonstrukció a kora-kréta vulkán tengerszinti bevágódásánál és annak lejtőjén

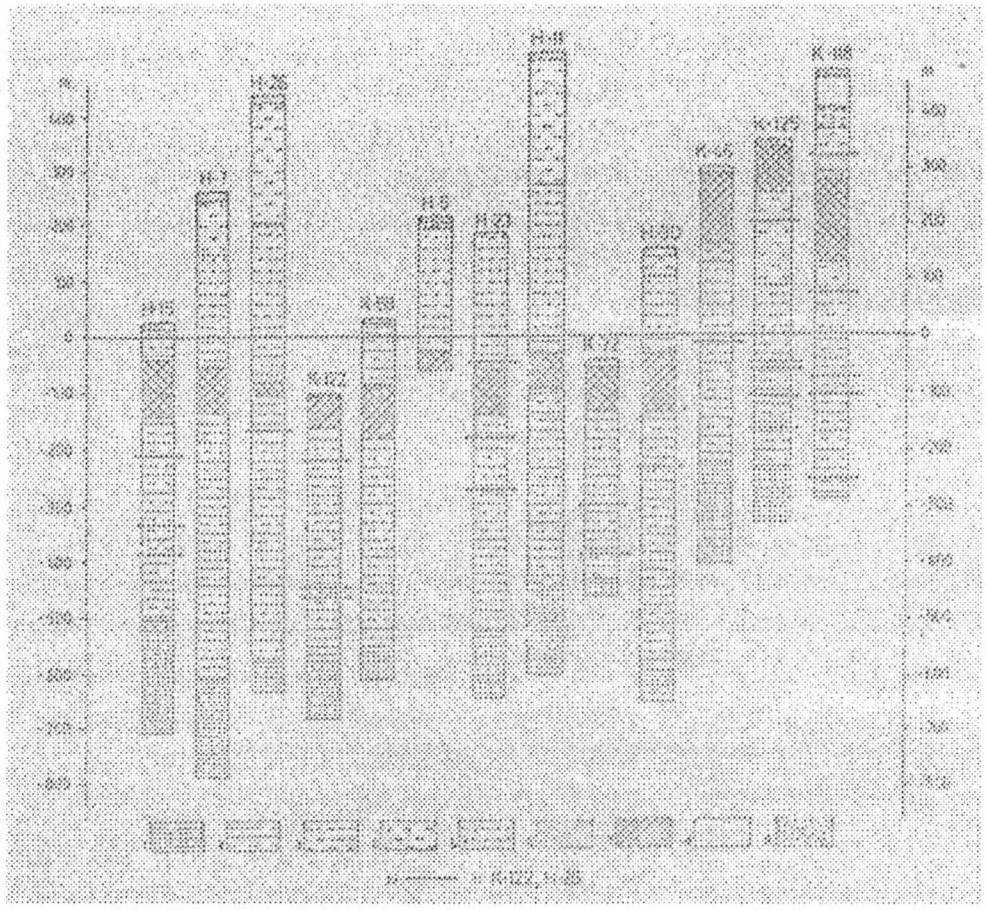
5. Hosszúhetény előtt Köves-tető, Csengő-kő — fonolit kőfejtő

Hosszúheténytől nyugatra, a mintegy két kilométerre található Köves-tető egy viszonylag ritka vulkáni kőzetet tár fel, a fonolitot, ami Magyarországon csak itt fordul elő. A Kelet-Mecsekben ismert ennek a kőzetnek egy másik lelőhelye is, a Mázai-völgyben, a Somló és Szamárhegy között, azonban e területen a fonolit elsősorban csak törmelékben jelenik meg. A Köves-tetőn az egykori kőfejtés következtében azonban nagy tömegben, szálban bukkan elő fonolit. A fonolit egy finomszemcsés, szilíciumban telítetlen, világos színű — többnyire világosszürke — vulkáni kőzet, ami kisebb lávafolyásokat, lávadómokat alkot, vagy sekély mélységben megszilárdulva szubvulkáni testeket, teléreket épít fel. Geokémiailag nagyrészt SiO_2 építi fel (52-63 tömeg%), emellett jellegzetesen magas az alkália-tartalma is, az Na_2O és a K_2O összege többnyire 12 tömeg%. További lényeges komponense az Al_2O_3, aminek a koncentrációja 18-22 tömeg% körüli. A fonolit elnevezése az 1700-as évek végére nyúlik vissza, amikor a német WERNER (1787-ben) a korábban „Hornschiefer"-nek, illetve „Porphyrschiefer"-nek nevezett kőzetekre a „Klingstein" (="csengőkő") elnevezést adta, mivel azok kalapácsütésre csengő hangot adtak. Nem sokkal később KLAPROTH megváltoztatta a nevet fonolitra (görögül: φωνη=hang, λιθοσ=kőzet). Ebben az időben a kőzet összetételére nem álltak rendelkezésre adatok, az elnevezés csupán a kőzet fizikai sajátságain alapult. A fonolit viszonylag ritka kőzet világszerte. Elsősorban a kontinentális rift-területeken, azaz hasadékvölgyekben fordul elő. Európában szintén törésrendszerekhez kapcsolódik és általában bazaltokkal vagy bazanitokkal és tefritekkel fordul elő. A Francia-középhegységben (Massif Central) a Cantal vulkánon vannak kisebb előbukkanásai, Németországban a Rajna-árok mentén Kaiserstuhl, Vogelsberg és Hegau a legismertebb lelőhelyek. A németországi Eifel-hegységben részben lávadómokat alkot, nagyobbrészt azonban vulkáni törmelékes kőzet alkotója. A Laacher-See üstjét létrehozó vulkáni kitörés termékei, az úgynevezett ignimbritek fonolit összetételűek. Csehországban kisebb előfordulásai vannak bazaltok mellett. Olaszországban kálium-gazdag fonolitok találhatók (pl. Vulture, Vico, Roccamonfina, Vezúv).

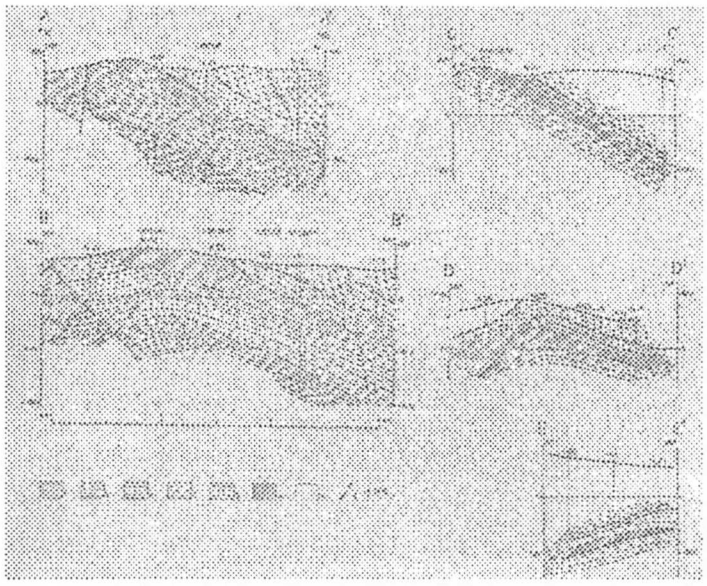
A köves-tetői fonolit a mecseki alsó-kréta vulkáni egység bazanit–tefrit–fonolit sorozatába tartozik. HOFMANN K. 1876-ban írt jelentésében már megállapította a kőzet fonolitos jellegét és felismerte benne a szanidin és nefelin ásványokat. Az első részletes kőzettani és geokémiai vizsgálati eredményeket MAURITZ B. tette közzé 1913-as tudományos munkájában, amit NÉMEDI VARGA Z. és VICZIÁN I. munkái követtek az 1960-as és 1970-es években. Az 1990-es években HARANGI SZ. vizsgálta újra a fonolitot és publikált modern kőzetkémiai és ásványkémiai elemzési adatokat. Ezen kutatások alapján a következőkben foglalhatók össze a fonolitról szóló ismereteink:

A fonolitos magma alsó-jura törmelékes üledékes összletbe nyomult be. Ez az üledékes sorozat tartalmazza a kőszenes telepeket is (*13. ábra*). A fonolit felszíni nézetben egy északnyugat-délkelet irányú test, amelynek déli határát egy szerkezeti vonal határolja (*14. ábra*). A mélyfúrások adatai és a felszíni földtani térkép alapján szerkesztett keresztszelvények szerint kirajzolódik a fonolittest geometriája (*15. ábra*).. NÉMEDI VARGA Z. szerint a fonolit háromféle helyzetben fordul elő: (1) teleptelérként, azaz a fonolittest az alsó-jura üledékes kőzetrétegek településével párhuzamosan nyomult be, (2) telérként, azaz a fonolit átvágja az üledékes kőzetrétegeket, valamint (3) ún. hasadékitöltésként, azaz a

fonolit ott fordul elő, ahol erős tektonikai mozgások voltak. VICZIÁN (1971) és BALLA (1987) a fonolit teleptelér jellegű települése mellett tört lándzsát.

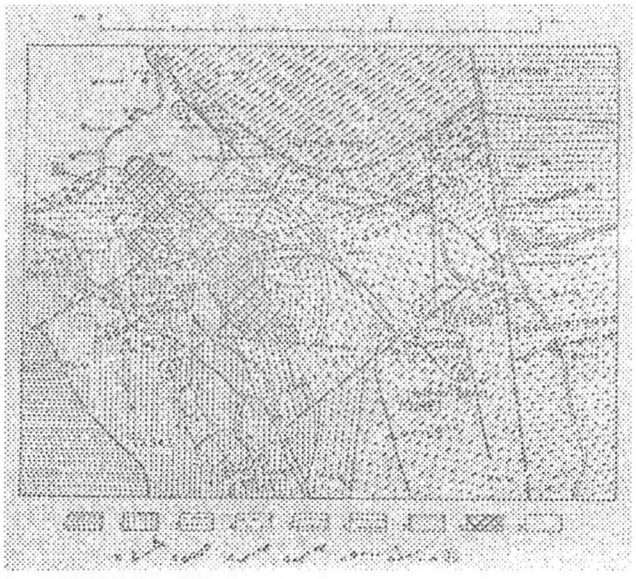


13. ábra. A köves-tetői fonolitot feltáró mélyfúrások rétegsorai NÉMEDI VARGA (1963) munkája nyomán.
A fonolitot a 7. számú jelölés mutatja. 1. triász, 2–5. alsó-jura üledékes kőzetek, 6. bazalt, 8. miocén üledékek, 9. és kvarter üledékek



14. ábra. Földtani szelvények a kövestetői fonolitterületen át NÉMEDI VARGA (1963), VICZIÁN (1971) és BALLA (1987) munkái nyomán
A szelvények nyomvonalát a 9. ábra mutatja

15. ábra. A Köves-tető és környékének részletes fedetlen földtani térképe NÉMEDI VARGA (1963) és BALLA (1987) nyomán
A jelölések megegyeznek az előző ábra jelöléseivel

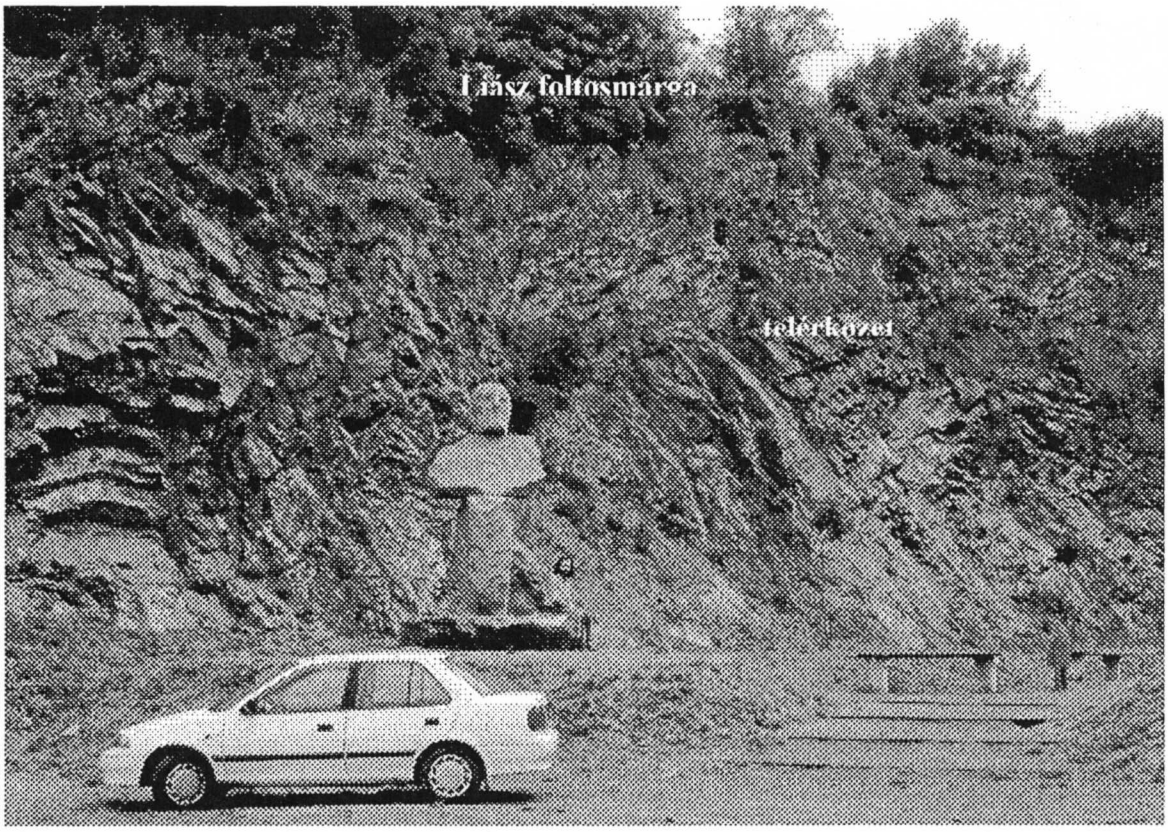


A Köves-tető fonolitja világosszürke színű, selymes fényű kőzet. Porfíros elegyrész, azaz az alapanyag kristályaihoz képest nagyobb méretű ásvány csak elvétve található benne. A kőzet homogén, egyes helyeken azonban sötét színű kőzetzárványok fordulnak elő benne. Az optikai mikroszkópi vizsgálatok szerint a fonolit uralkodóan földpátokból áll, amelyek szanidinek és oligoklász-albit plagioklászok. Gyakoriak az úgynevezett pertites földpátok, amelyek káliföldpát és albit vagy oligoklász összenövéséből állnak. A világos színű földpátok mellett kevesebb a színes (azaz vas- és magnézium-tartalmú) ásvány. Ezek közül az alkáli piroxén (egirin) a legjellemzőbb. Az alapanyagban a földpátok közötti teret nefelin tölti ki, ami a kőzet selymes fényét is adja. Egyes kőzetváltozatokban a nefelin átalakult analcimmá és/vagy zeolitásványná.

Összehasonlítva a köves-tetői kőzet kémiai összetételét más fonolit előfordulásokkal (pl. Franciaország, Németország, Kelet-Afrikai rift, Új-Zéland), a mecseki fonolit viszonylag magas nátrium- és alacsony kálium-tartalmú kőzetváltozat. A fonolit kialakulása szilíciumban erősen telítetlen bazanitos magma jelentős mértékű differenciációjával magyarázható. A kezdeti olivin+piroxén frakcionációt követően erőteljes plagioklász kiválás történt, majd az eredeti magmatömeg mintegy 20%-át kitevő maradékolvadékból alakult ki a fonolit.

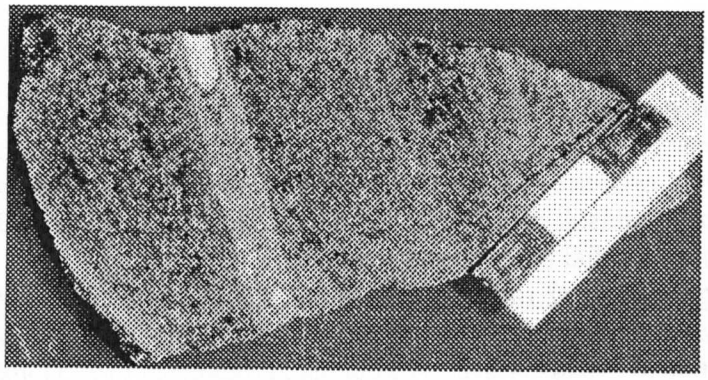
6. Hosszúhetény, kőfejtő: fonotefrit telérkőzet (Harangi Sz.)

A hosszúhetényi kőfejtő a falu középső részén, annak keleti végén található (4. fénykép).



4. fénykép. A hosszúhetényi kőfejtő

Az egykori kőfejtő alsó részén szürke színű, selymes fényű, finomszemcsés telérkőzet található, ami liász foltos márgába települ. A két kőzettest határán gyenge kontakt zóna figyelhető meg. A telérkőzet megjelenése leginkább a fonolithoz hasonlít, annál azonban bázisosabb összetételű. Uralkodóan plagioklászlécek és hasonló méretű klinopiroxén (ferrodiopszid, esetenként magnezio-hedenbergit) kristályok építik fel. Viszonylag jelentős mennyiségű az analcim, míg alárendelten amfibol (kaersutit) és biotit is megjelenik helyenként. Az alapanyagban lényeges elegyrész még az apatit és a titanomagnetit. A viszonylag magas apatit-tartalmat tükrözi a kőzet 1 tömeg% körüli P_2O_5 koncentrációja. Kőzetkémiailag a kőzet fonotefrit, SiO_2 tartalma viszonylag alacsony (48 tömeg%), alkáliatartalma viszonylag magas (Na_2O 6,2 tf%, K_2O 2 tf%). A kőzet a bazanit–fonotefrit–fonolit sorozatba tartozik, azaz genetikai rokonságban van az előző megállóhelyen megfigyelt fonolittal. Mindezt az is alátámasztja, hogy a kőzetben helyenként vékony fonolitoid erek figyelhetők meg (5. fénykép).



5. fénykép. Fonotefrit, vékony fonolitoid erekkel

II. Boda

II.a. A Bodai Aleurolit Formáció (Konrád Gy.)

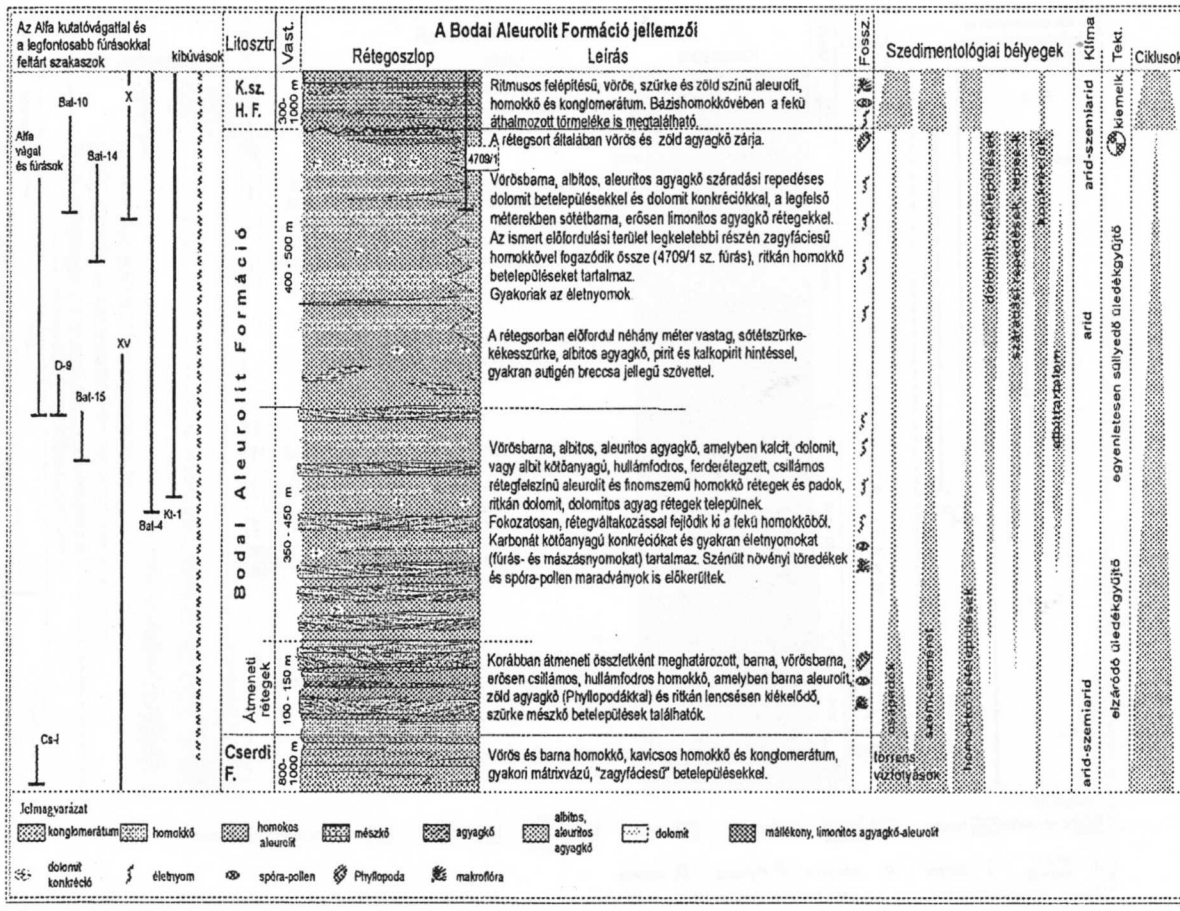
A Bodai Aleurolit Formáció kőzetösszletét önálló földtani egységként először BARABÁS (1955) írta le. Ő ismerte fel azt is, hogy az 1892-ben mélyített Kt–1 jelű kőszénkutató fúrás is ezt a képződményt érintette. JÁMBOR (1964) kéziratos monográfiájában adott fácies-értékelését a későbbi kutatások megerősítették. BARABÁSNÉ STUHL Á. (1981) palynológiai vizsgálatai a kronosztratigráfiai besorolást tették lehetővé.

Hazánkban a nagy aktivitású radioaktív hulladék elhelyezését célzó kutatás — a MÉV szakembereinek kezdeményezésére és a cég finanszírozásában — 1989-ben indult meg a Bodai Aleurolit Formáció vizsgálatával. A kutatási zárójelentés (1993) alapján a formációt potenciálisan alkalmasnak találták nagy aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére. 1993–1995 között Alfa-projekt néven folytatódott a képződmény vizsgálata. Ennek keretében több kutatófúrás és ezer méter mélységben kutatóvágat mélyült, megteremtve az in situ vizsgálatok lehetőségét. A vágathoz kapcsolódó kutatófúrások összes hossza csaknem elérte a kétezer métert. A felszíni kutatás a formáció kibúvási területéhez kapcsolódott egy 25 négyzetkilométernyi területen. Az uránércbánya bezárása következtében a földalatti kutatás 1998-ban megszakadt. A vizsgálatok során nem vált ismertté olyan körülmény, ami a képződmény alkalmasságát megkérdőjelezte volna. Az 1998-ban megalakult Radioaktív Hulladékokat Kezelő Közhasznú Társaság életre hívott egy szakértői bizottságot, amelynek tagjai javasolták a Bodai Aleurolit Formáció további kutatását.

A 2000–2001-ben lefolytatott országos felmérés (sreening) (HAAS 2001) alapján a további kutatásra javasolt csoportban első helyre került a Bodai Aleurolit Formáció nyugat-mecseki előfordulása. (A tektonikailag elkülönült helyzetben lévő goricai előfordulást külön értékelték, amely az 5. helyre került.) A formáció nyugat-mecseki előfordulása nem csak az alkalmasságra való minősítés szerint vezeti a listát, hanem az értékelés megbízhatósága szerint is a legjobb helyezést kapta. Tehát a megkésett screening alátámasztotta a korábbi kutatás eredményeit és a képződményt a leginkább perspektivikusnak ítélte a nagy aktivitású radioaktív hulladéktároló befogadására.

Boda környékén a formáció vastagsága 800-1000 m. Kibúvásokból és fúrásokból a teljes rétegsor ismert (*16. ábra*). Az antiklinális-szerkezetnek megfelelően észak és kelet felé egyre mélyebben helyezkedik el, ennek következtében elterjedésének pontos határait és fáciesátmeneteit nem ismerjük. A déli szárnyat az ún. Mecsekalja szerkezeti zóna oldaleltolódása metszi el. Nyugaton a fekü képződmények kerültek felszínre. Rétegváltakozásos átmenettel fejlődik ki a Cserdi Formáció barna-vörösbarna, durvatörmelékes összletéből. Az „átmeneti rétegek" vastagsága 100-150 m. Felette vörösbarna, horizontális párhuzamos rétegzésű, albitos, aleuritos agyagkő települ mintegy 400 m vastagságban. Gyakoriak benne az ívesen ferderétegzett, karbonát vagy albit kötőanyagú, finomszemű homokkő és aleurolit rétegek. Rá szintén vörösbarna, párhuzamosan rétegzett, albitos, aleuritos agyagkő települ, amelyre a gyakran száradási repedéses dolomit rétegek–rétegkötegek jellemzők. Alárendelten, néhány méter vastagságban előfordul redukált, kékesszürke, pirites, általában autigén breccsa szerkezetű agyagkő is. A rétegsor legfelső részében gyakoriak a szeptáriás dolomit konkréciók. A formációra éles határral települ a Kővágószőlősi Homokkő Bako-

nyai Homokkő Tagozatának barna, szürke vagy zöld konglomerátumból, homokkőből és aleurolitból álló rétegsora. A formációhatáron általában tektonikus eredetű zöld agyagot találunk, ami jelzi a két képződmény eltérő geodinamikai viselkedését a kréta időszaki felboltozódás során.

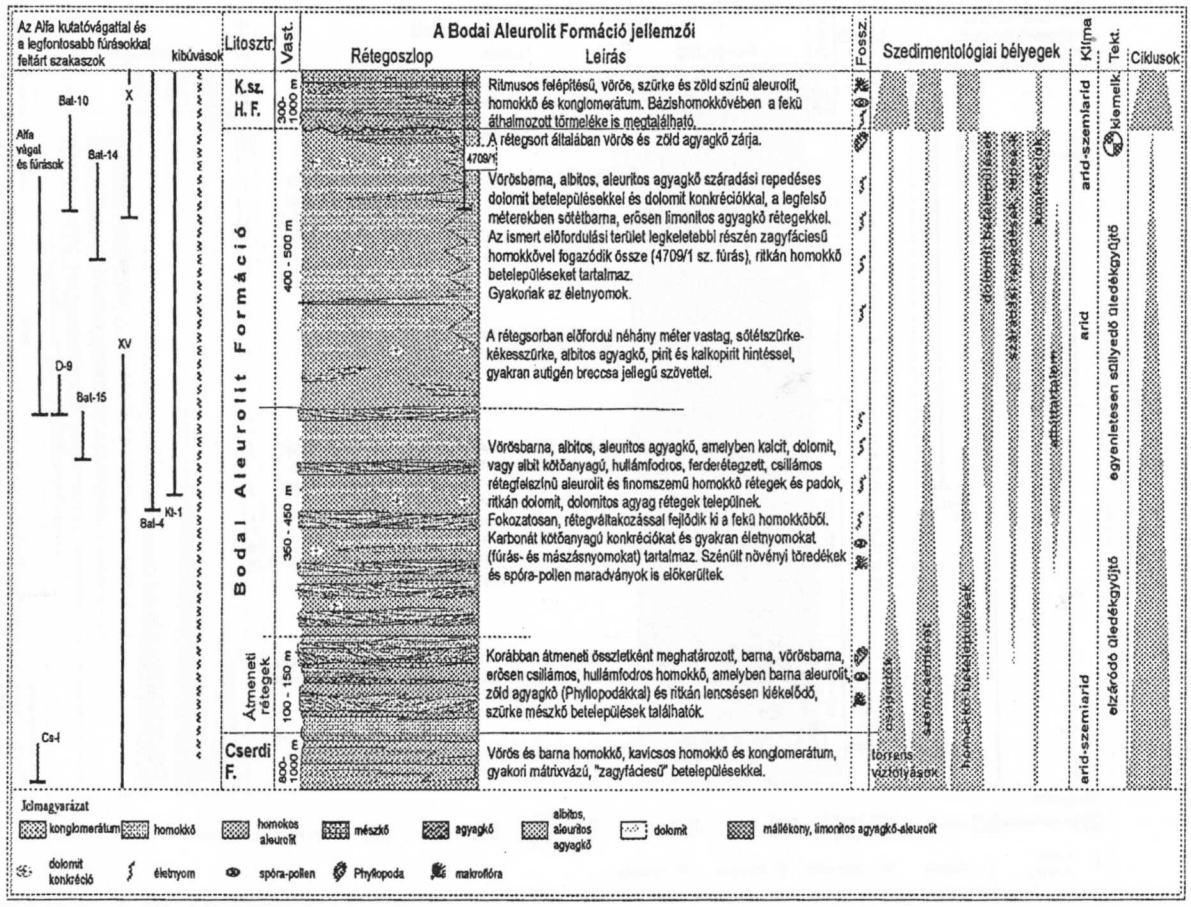


16. ábra. A Bodai Aleurolit Formáció rétegoszlopa

A formáció egészére jellemző a magas — esetenként az 50%-ot is meghaladó — albittartalom. Röntgendiffrakciós vizsgálatok szerint emellett a fő összetevők gyakorisági sorrendben a következők: illit-muszkovit, kvarc, hematit, kalcit és dolomit. Faunáját az alsó szintből, azaz az „átmeneti rétegek" agyagkövéből és a legfelső szint agyagköveiből ismert Phyllopodák alkotják. A redukált rétegekben növényi töredékek és spórák-pollenek is találhatók. A teljes formációban előfordulnak életnyomok, jellemzően kanyargó mászásnyomok. A formáció — elsősorban a rétegtani helyzetre és palynológiai vizsgálatokra alapozott — kora késő-perm.

A földtani környezet, az üledékszövet, -szerkezet és összetétel alapján a formáció anyaga egy ariddá váló klímán kialakult, lassan és egyenletesen süllyedő, félárok-szerkezethez kapcsolódó tómedencében rakódott le. A korábban lezajlott kontinentális rift-vulkanizmus (Gyűrűfűi Riolit) savanyú kőzeteiből kioldódott nátrium jelentős mennyisége következtében a gyakran bepárlódó medencében a mai nátrontavakhoz hasonló fácies alakult ki. A bepárlódási időszakokat sóüledékként dolomit kiválása jelzi. A csapadékosabb időszakok-

formációra éles határral települ a Kővágószőlősi Homokkő Bakonyai Homokkő Tagozatának barna, szürke vagy zöld konglomerátumból, homokkőből és aleurolitból álló rétegsora. A formációhatáron általában tektonikus eredetű zöld agyagot találunk, ami jelzi a két képződmény eltérő geodinamikai viselkedését a kréta időszaki felboltozódás során.



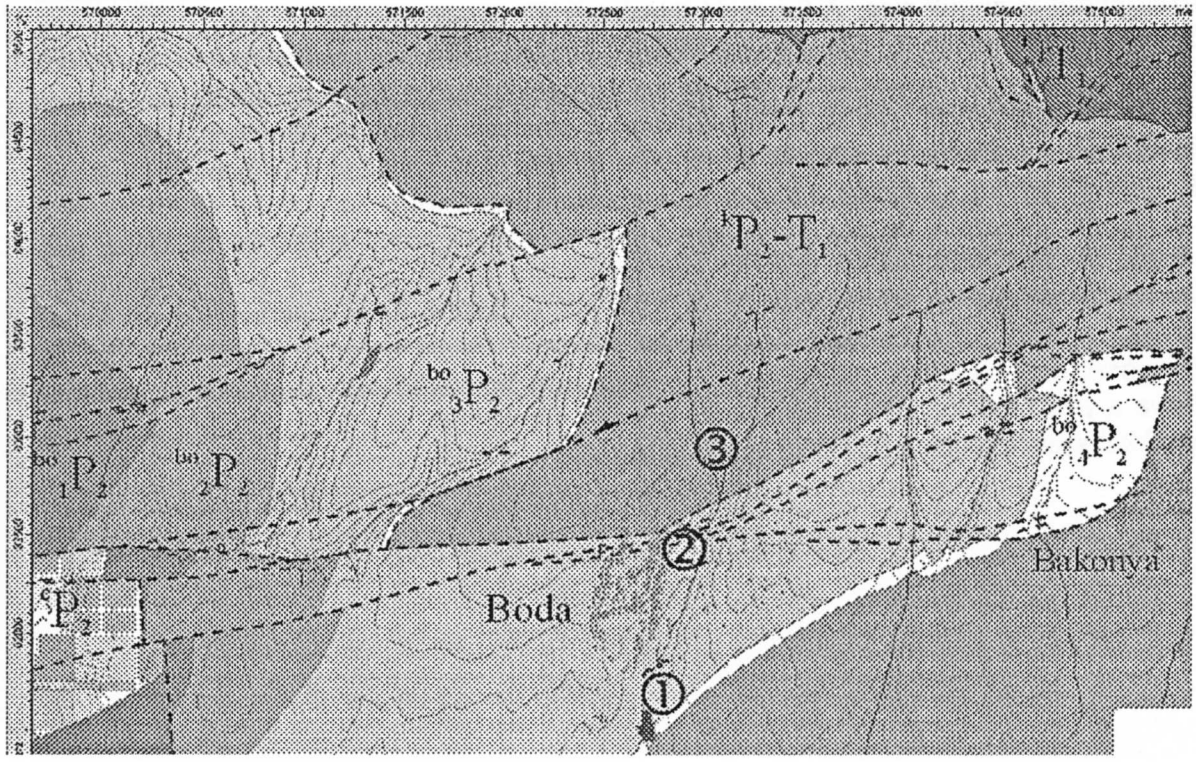
16. ábra. A Bodai Aleurolit Formáció rétegoszlopa

A formáció egészére jellemző a magas — esetenként az 50%-ot is meghaladó — albittartalom. Röntgendiffrakciós vizsgálatok szerint emellett a fő összetevők gyakorisági sorrendben a következők: illit-muszkovit, kvarc, hematit, kalcit és dolomit. Faunáját az alsó szintből, azaz az „átmeneti rétegek" agyagkövéből és a legfelső szint agyagköveiből ismert Phyllopodák alkotják. A redukált rétegekben növényi töredékek és spórák-pollenek is találhatók. A teljes formációban előfordulnak életnyomok, jellemzően kanyargó mászásnyomok. A formáció — elsősorban a rétegtani helyzetre és palynológiai vizsgálatokra alapozott — kora késő-perm.

A földtani környezet, az üledékszövet, -szerkezet és összetétel alapján a formáció anyaga egy ariddá váló klímán kialakult, lassan és egyenletesen süllyedő, félárok-szerkezethez kapcsolódó tómedencében rakódott le. A korábban lezajlott kontinentális rift-vulkanizmus (Gyűrűfűi Riolit) savanyú kőzeteiből kioldódott nátrium jelentős mennyisége következtében a gyakran bepárlódó medencében a mai nátrontavakhoz hasonló fácies alakult ki. A bepárlódási időszakokat sóüledékként dolomit kiválása jelzi. A csapadékosabb időszakok-

ban finomszemű homok települt közbe. Mindezek a rétegek lehetővé teszik a ciklussztratigráfia alkalmazását a különböző feltárások rétegsorainak korrelációjában.

Boda környékének földtani képződményeit (a formációnak és fedőjének bodai feltárásait) három feltárásban mutatjuk be. E három feltárás helyzetét a terület környékének fedetlen földtani térképén (*17. ábra*) ábrázoljuk.



17. ábra. Boda környékének fedetlen földtani térképe a pliocén és kvarter képződmények elhagyásával

Jelmagyarázat: $^{c}P_2$: Cserdi Formáció; $^{bo}{}_1P_2$: Bodai Aleurolit Formáció, átmeneti rétegek; $^{bo}{}_2P_2$: Bodai Aleurolit Formáció, homokkőpados rétegek; $^{bo}{}_3P_2$: Bodai Aleurolit Formáció, dolomitbetelepüléses rétegek; $^{bo}{}_4P_2$: Bodai Aleurolit Formáció, mészkonkréciós rétegek; $^{k}P_2$-T_1: Kővágószőlősi Homokkő Formáció; $^{J}T_1$: Jakabhegyi Homokkő Formáció;

1: Boda, sportpálya; 2: Bodai Aleurolit Formáció alapszelvénye; 3: Kővágószőlősi Homokkő Formáció, Bakonyai Homokkő Tagozat alapszelvénye

II.b. Boda térségének megállóhelyei

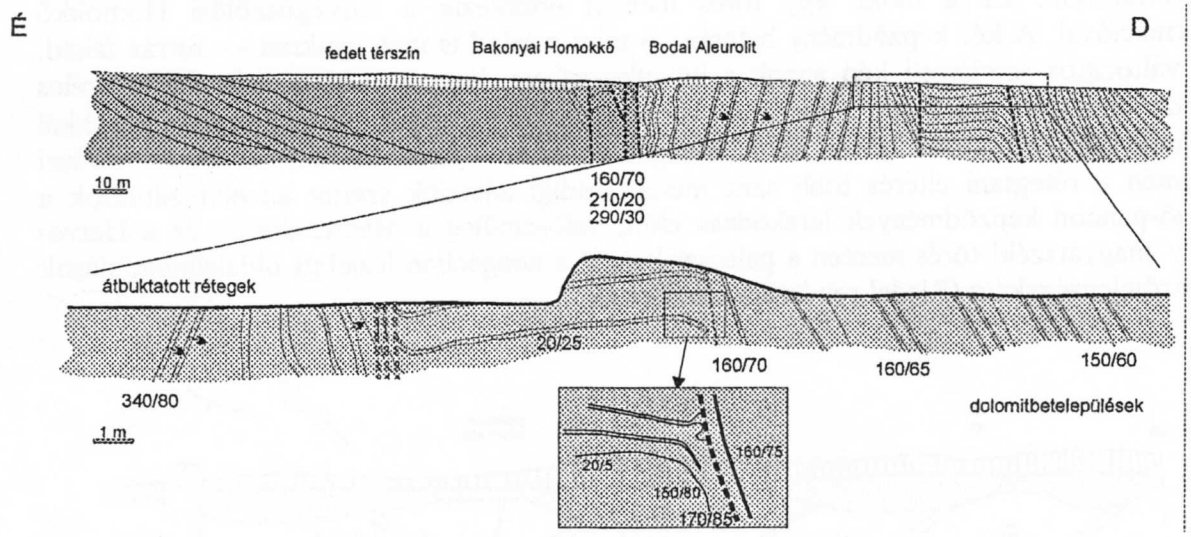
7. Kővágószőlős — Mecsekérc, magraktár — bodai fúrások maganyaga (Konrád Gy.)

A Mecsekérc Rt. kővágószőlősi magraktárában a Bodai Aleurolit Formáció jellemző kőzettípusait tekintjük meg. A formáció felépítését a *7. ábra* szemlélteti. Alsó, ún. átmeneti rétegeire a finomszemű, növénymaradványos, erősen csillámos, hullámfodros homokkő jellemző. Felette homokkőpados, vörösbarna agyagos aleurolit települ. Efölött az agyagos aleurolitban gyakoribbá válnak a dolomitrétegek, amelyek néhány méterenként kötegekben jelentkeznek. Száradási repedéseik kiszáradási időszakokat, az ülepítő tó bepárlódását jelzik. Legfelül gyakorivá válnak a szeptáriás karbonát-konkréciók.

A Bodai Aleurolit in situ kutatására kihajtott Alfa-vágatból mélyültek a Delta jelű fúrások. A 3-as számúban a dolomit betelepülésekre látunk példát, a 6-os a karbonát-konkréciókban gazdag szintet tárta fel. A 4709 jelű érckutató fúrás a periantiklinális keleti szárnyán mélyült. Érdekessége, hogy Bodai Aleurolit típusú dolomitréteges agyagkő és Kővágószőlősi Homokkő típusú, rosszul osztályozott homokkő összefogazódását mutatja, jelezve a tavi üledékgyűjtő fácieshatárát. További fúrásokból és a kibúvásokból származó mintákkal szemléltetjük a formáció egyéb jellemzőit.

8. Boda, sportpálya — Bodai Aleurolit Formáció (Konrád Gy.)

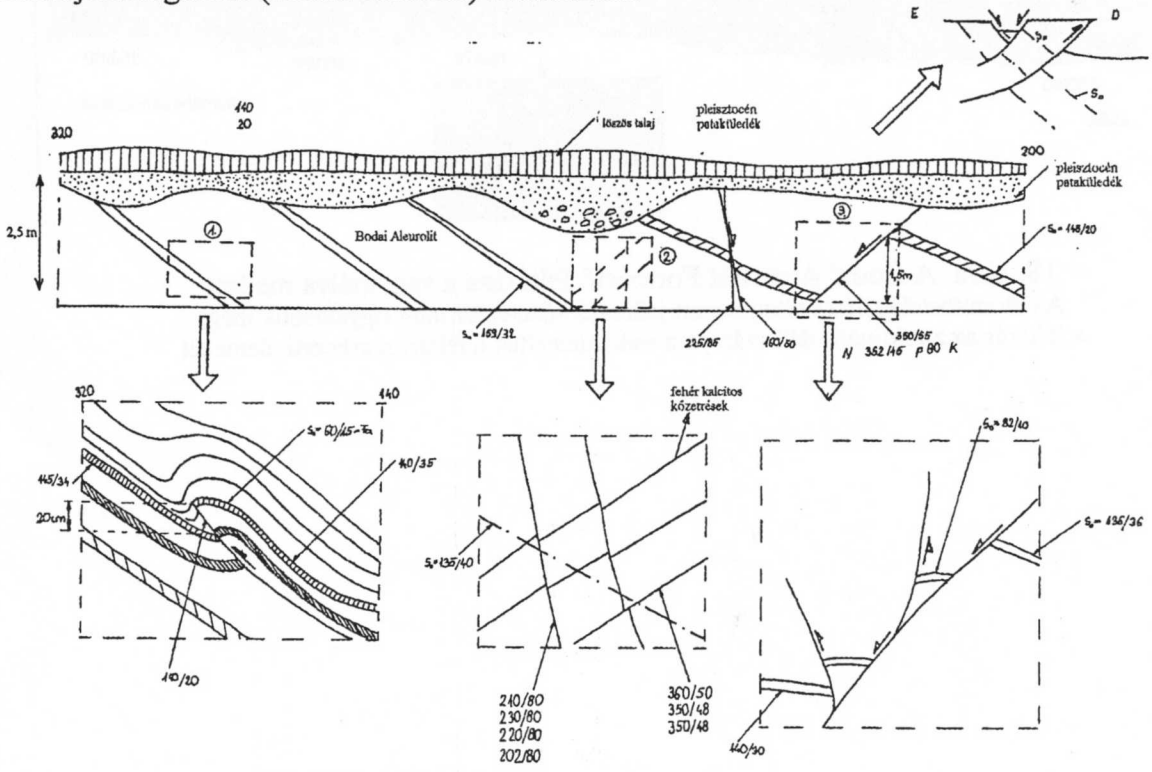
Az első megálló a bodai sportpálya mellett a Bodai Aleurolit Formáció legjellemzőbb kőzettani bélyegeit és tektonikai elemeit szemlélteti (*18. ábra*). A feltárásban dominál a vörösbarna agyagos aleurolit. Gumós-szemcsés mállású, sűrűn járják át két vagy három fő irányt képviselő kőzetrések. Ezek felülete jellemzően kékesfekete mangánoxid bevonatú. Az aleurolit igen kevés apró csillámot tartalmaz. Az albitot, karbonátot tartalmazó szabálytalan alakú, fehér csomók és fészkek szabad szemmel is felismerhetők. Előfordulnak életnyomok, ezek a rétegzéssel közel párhuzamos, kanyargó járatok. A dolomitrétegek kötegekben jelentkeznek. Ezekben esetenként felcserepesedés, száradási repedések figyelhetők meg. Vastagságuk néhány centiméter.



18. ábra. A Bodai Aleurolit Formáció feltárása a sportpálya mellett
A dolomitbetelepüléses rétegcsoport jellemző kőzetváltozatait figyelhetjük meg;
a feltárás az antiklinális déli szárnyára esik, kiemeltük a feltárt szerkezeti elemeket

9. Boda, alapszelvény — Bodai Aleurolit Formáció (Konrád Gy.)

A <u>második megálló</u> a templom után jobbra kanyarodó út mellett található. Ez a formáció klasszikus feltárása, amelyet alapszelvénynek jelöltek ki (*19. ábra*). Először az esővízelvezető árokban találkozunk az aleurolittal. Itt csaknem függőleges rétegeit látjuk. Néhány deciméter illetve méter vastagságú, rosszul rétegzett, szemcsésen-gumósan széteső, vörösbarna aleurolitban világosabb és keményebb, száradási repedések miatt tenyérnyi darabokban elváló dolomitrétegek települnek. Az árok végén törés mentén dolomitrétegeket nem tartalmazó agyagos aleurolittal érintkezik, amelynek rétegdőlése lapos szögű, 10 fok körüli. Észak felé haladva ismét meredek rétegdőlést találunk. A felcserepesedéses dolomitrétegek geometriája alapján megállapítható, hogy itt a formáció rétegei átbuktatottak. Ez a blokk egy törés mentén érintkezik a Kővágószőlősi Homokkő Formációval. A két képződmény határán — mint máshol is igen gyakran — forrás fakad. A változatos szerkezeti kép annak a következménye, hogy a néhány száz méter széles Boda–büdöskúti szerkezeti zóna ezen a területen halad keresztül. Az oldalelmozdulásokkal jellemezhető szerkezeti zónát az Alfa-vágat és több fúrások is feltárta. Egyes törései mentén a rétegtani eltérés több száz méter. Eddigi adataink szerint az elmozdulások a felső-pannon képződmények lerakódása előtt, valószínűleg a Mecsekalja-öv és a Hetvehely–magyarszéki törés mentén a paleogénben és a neogénben lezajlott oldalelmozdulások kísérőjelenségeként (Riedel-rendszer) keletkeztek.



19. ábra. A Bodai Aleurolit Formáció alapszelvénye

Az alapszelvény a Boda-büdöskúti szerkezeti zónába esik, ennek megfelelően változatos rétegdőlés, átbuktatott rétegek, elmozdulásos törések figyelhetők meg

10. Boda, alapszelvény — Kővágószőlősi Homokkő Formáció, Bakonyai Homokkő Tagozat

A harmadik megálló a Kővágószőlősi Homokkő Formáció Bakonyai Homokkő Tagozatának az alapszelvénye. A mesterséges bevágás egy folyóvízi ciklust tár fel. Medri fáciesét barna, keresztrétegzett kavicsos homokkő és homokkő, ártéri fáciesét vörösbarna és zöld finomszemű homokkő és aleurolit képviseli. A redukált rétegekben növénymaradványok találhatók. Megfigyelhető a kőzettani különbség a Bodai Aleurolit és a Bakonyai Homokkő aleurolitja között, ami az eltérő keletkezési körülmények következménye. A szöveti és szerkezeti különbségek mellett az ásványtani összetétel lényeges különbsége, hogy csak a Bodai Aleurolit tartalmaz kiugró mennyiségben albitot. A folyóvízi aleurolitokban jelentős a csillámtartalom.

Irodalomjegyzék

AZAMBRÉ, B., M., ROSSY, F., ALBARÉDE 1992: Petrology of the alkaline magmatism from the Cretaceous North-Pyrenean Rift Zone (France and Spain). — Eur. J. Mineral., 4, pp. 813--834.

ÁRVÁNÉ-SÓS E., RAVASZNÉ-BARANYAI L. 1992: A Mecsek és Villányi hegység között feltárt kréta telérkőzetek K-Ar kora. — MÁFI Évi Jelentése 1990-ről, pp. 229–240.

BALLA Z. (1987): A Mecsek óramutatójárással ellentétes elfordulása a krétában: paleomágneses adatok értelmezése a földtani ismeretek fényében. — Általános Földtani Szemle 22, pp. 55–98.

BARABÁS A. 1955: A mecseki perm időszaki képződmények. Kandidátusi disszertáció. — Kézirat. MTA Adattára.

BARABÁSNÉ STUHL, Á. 1981: Microflora of the Permian and Lower Triassic sediments of the Mecsek Mountains (South Hungary).— Acta Geologica Acad. Sci. Hung. 24/1, pp. 49–97.

BÉDARD, J. H. 1985: The opening of the Atlantic, the Mesozoic New England igneous province, and mechanisms of continental breakup. — Tectonophysics, 113, pp. 209-232.

BÉDARD, J. H. 1994: Mesozoic east North American alkaline magmatism: Part 1. Evolution of Monteregian lamprophyres, Québec, Canada. — Geochimica et Cosmochimica Acta, 58, pp. 95-112.

BÉRCZI K., JÁMBOR Á. szerk. 1998: Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana. — A MOL Rt és a MÁFI Kiadványa, Budapest, 517 p..

BILIK, I. 1974: Unterkretazeische vulkanite des Mecsek-Gebirges. — Acta Geol. Hung., 18, pp. 315–325.

BILIK, I. 1983: Lower Cretaceous submarine (rift) volcanism in South Transdanubia (South Hungary). — In: Bisztricsányi E. & Szeidovitz Gy. (eds): Proc. 17th Ass. Europ. Seism. Congr., pp. 569--576.

BLEAHU, M., MANTEA, G., BORDEA, S., PANIN, S., STEFANESCU, S., SIKIC, K., KOVÁCS, S., PÉRÓ, CS., HAAS, J., BÉRCZI-MAKK, A., NAGY, E., KONRÁD, GY., RÁLISCH-FELGENHAUER, E., TÖRÖK, Á. 1994: Triassic facies types, evolution and paleogeographic relations of the Tisza Megaunit. — Acta Geol. Hung., 37, pp. 187-234.

BUJTOR, L. 1993: Valanginian ammonite fauna from the Kisújbánya Basin (Mecsek Mountains, South Hungary) and its palaeobiogeographical significans. — Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen 188, pp. 103–131.

BUSBY-SPERA, C. J., WHITE, J. D. L. 1987: Variation in peperite textures associated with differing host-sediment properties. — Bull. Volcanol., 49, pp. 765–775.

CZABALAY, L. 1971: Pachyodontes Crétacées de la Montagne Mecsek. — MÁFI Évi Jelentése 1968-ról, pp. 185–205.

CZABALAY L. 1991: Jelentés a Magyaregregyi Konglomerátum Formáció kagyló- és csiga faunájának őslénytani vizsgálatáról. Jelentés. — Kézirat. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.

CSÁSZÁR, G. 2002: Urgon formations in Hungary with special reference to the Eastern Alps, the western Carpathians and the Apuseni Mountains. — Acta Geologica Hungarica, ser. Geol. **25**, 206 p.

CSÁSZÁR, G., TURNŠEK, D. 1996: Vestiges of atoll-like formations in the Lower Cretaceous of the Mecsek Mountains, Hungary. — Cretaceous Research **17**, 419-442

CSONTOS L., VÖRÖS A. 1997: A Kárpát-Pannon térség lemeztektonikai modellje. In: Karátson D. szerk: Pannon Enciklopédia - Magyarország földje. — Kertek 2000 Kiadó, Budapest, pp. 62–65.

DEMÉNY A., HARANGI SZ. 1996: Stable isotope studies and processes on carbonate formation in Hungarian alkali basalts and lamprophyres: evolution of magmatic fluids and magma-sediment interactions. — Lithos, 37, pp. 335–349.

DOBOSI G. 1985: A mecseki alkáli bazaltok piroxén fenokristályainak geokémiai vizsgálata. — Földt. Közl. 115, pp. 79–90.

DOBOSI G. 1987: Chemistry of clinopyroxenes from the Lower Cretaceous alkaline volcanic rocks of the Mecsek Mountains, South Hungary. — N. Jb. Miner. Abh. 156, pp. 281–301.

EBY, G. N. 1985: Age relations, chemistry, and petrogenesis of mafic alkaline dikes from the Monteregian Hills and younger White Mountain igneous provinces. — Can. J. Earth Sci., 22, pp. 1103–1111.

FRISCH, W. 1981) Plate motions in the Alpine region and their correlation to the opening of the Atlantic ocean. — Geol. Rundsch. 70, pp. 402–411.

GÉCZY, B. 1973: Plate tectonics and paleogeography in the East-Mediterranean Mesozoic. — Acta Geol. Hung. 17, pp. 421–428.

HAAS J. (szerk.) 2000: A nagyaktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére alkalmas területek Magyarországon. Országos screening zárójelentés. — Kézirat. Veszprém, BIT Kft.

HAAS, J., KOVÁCS, S., VÖRÖS, A., CSÁSZÁR, G. 1990: Evolution of the Tethys as reflected by the geological formations of Hungary. — Acta Geodaet. Geophys. Montan. Hung., 25, pp. 325–344.

HÁMOR G., FÖLDI M., BILIK I., HETÉNYI, R., NAGY I. 1974: Magyarázó a Mecsek hegység földtani térképéhez. 10 000-es sorozat. Magyaregregy. — MÁFI kiadvány, Budapest, 51 p.

HARANGI SZ. 1986: Vulkáni-üledékes kevertkőzetek a Keleti-Mecsekben. Szakdolgozat. — ELTE Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest.

HARANGI SZ. 1988: Redeposited volcanoclastic limestone in the Eastern Mecsek Mts., Southern Hungary. — Acta Mineralogica-Petrographica, 29, pp. 81–93.

HARANGI SZ. 1993: A Mecsek hegység alsókréta vulkáni kőzetei (Ásványkémiai, kőzetkémiai és petrogenetikai vizsgálatok egy vulkáni sorozat kőzetein). Kandidátusi disszertáció. — Budapest, MTA Adattára.

HARANGI SZ. 1994: Geochemistry and petrogenesis of the Early Cretaceous continental rift-type volcanic rocks of the Mecsek Mts., South Hungary. — Lithos, 33, pp. 303–321.

HARANGI SZ., ÁRVÁNÉ-SÓS E. 1993: A Mecsek hegység alsókréta vulkáni kõzetei. I. Ásvány- és kõzettan. [Early Cretaceous volcanic rocks of the Mecsek Mountains (South Hungary) I. Mineralogy and petrology] - Földtani Közlöny, 123/2, pp. 129–165.

HARANGI, SZ., SZABÓ, CS., JÓZSA, S., SZOLDÁN, ZS., ÁRVA-SÓS, E., BALLA, M., KUBOVICS, I. 1996: Mesozoic igneous suites in Hungary: Implications for genesis and tectonic setting in the northwestern part of Tethys. — International Geology Review, 38, (4), pp. 336–360.

HARANGI, SZ., TONARINI, S., VASELLI, O., MANETTI, P. 2003: Geochemistry and petrogenesis of Early Cretaceous alkaline igneous rocks in Central Europe: implications for a long-lived EAR-type mantle component beneath Europe. — Acta Geologica Hungarica, 46, 77-94.

HETÉNYI, R., NAGY I., FÖLDI M., HÁMOR G., BILIK I. 1976: Mecsek hegység földtani térképe. 10 000-es sorozat. Hosszúhetény-É. — MÁFI kiadvány, Budapest

HOFMANN K. (in BÖCKH J.) 1876: Pécs városa környékének földtani és vízi viszonyai. — Földtani Intézet. Évkönyve. IV, pp. 233–237.

HOFMANN K., VADÁSZ E. 1912–1913: A Mecsekhegység középső-neokom rétegeinek kagylói. — MÁFI Évkönyve 20, pp. 189–226.

HORVÁTH A. 1959: A mecsekhegységi kréta homokkő és konglomerátum rétegcsoport őslénytani vizsgálata. Szakdolgozat. —Kézirat. ELTE Budapest, 82 p.

HORVÁTH A. 1968: Beobachtungen in der Unterkreide-Schichten des Mecsek-Gebirges. — Földtani Közlöny 96, pp. 241–147.

JÁMBOR Á. 1964: A Mecsek hegység alsó permi képződményei. — Kézirat. Mecsekérc Rt. Adattára, Pécs.

MAURITZ B. 1913: A Mecsek hegység eruptívus kőzetei. — Magyar Királyi Földtani. Intézet Évkönyve 21, 151-191.

MÁRTON, E. 1986: Paleomagnetism of igneous rocks from the Velence Hills and Mecsek Mountains. — Geophys. Transactions, 32, pp. 23-45.

MÁRTON, E. 2000: The Tisza Megatectonic Unit in the light of paleomagnetic data. — Acta Geologica Hungarica, 43, pp. 329–343.

MCHONE, J. G., BUTLER, J. R. 1984: Mesozoic igneous provinces of New England and the opening of the North Atlantic Ocean. — Geol. Soc. Am. Bull., 95, pp. 757–765.

Mecsekérc 1998: A Bodai Aleurolit Formáció minősítésének Rövidtávú Programja. Kutatási Zárójelentés. I-IX kötet. — Kézirat. Mecsekérc Rt. Adattára, Pécs.

MÉV 1993: Jelentés a javasolt Mecseki Mélységi Hulladéktároló 1989-1992 között végzett földtani kutatásának eredményeiről. Kutatási Zárójelentés. — Kézirat. Mecsekérc Rt. Adattára, Pécs.

MOLNÁR, S. 1985: Petrochemical character of the Lower Cretaceous volcanic rocks of the Great Hungarian Plain. — Acta Minera. Petrog. Szeged. 27, pp. 33–38.

MURDMAA, I., AVDEIKO, G. P. 1980: Volcanoclastic constituents in Leg 55 sediments. — Initial reports DSDP 55, pp. 503–505.

NAGY I. 1986: A reverz reszedimentáció és a mésziszap-állapot tartósságának bizonyítékai a mecseki felsőjúra-alsókréta mélytengeri mészkövekben. — MÁFI Évi Jel. 1984-ről, pp. 591–609.

NAGY I., HÁMOR G., HETÉNYI R., BILIK I., FÖLDI M. 1975: Mecsek hegység földtani térképe. 10 000-es sorozat. Kisújbánya. — MÁFI kiadvány, Budapest

NAGY I., HÁMOR G., HETÉNYI R., BILIK I., FÖLDI M. 1978: Magyarázó a Mecsek hegység földtani térképéhez. 10 000-es sorozat. Kisújbánya. — MÁFI kiadvány, Budapest, 88 p.

NÉMEDI VARGA Z. 1963: Hegységszerkezeti vizsgálatok a kövestetői fonolitterületen. — Földtani Közlöny 93, pp. 37–53.

ROSSY, M., AZAMBRE, B., ALBARÉDE, F. 1992: REE and Sr-Nd isotope geochemistry of the alkaline magmatism from the Cretaceous North Pyrenean Rift Zone (France-Spain). — Chem. Geol. 97, pp. 33–46.

STAMPFLI, G. M. R., MARCHANT, R. H. 1997: Geodynamic evolution of the Tethyan margins of the Western Alps. – In: Pfiffner, A.O. (Ed.): Deep structure of the Swiss Alps. — Birkhäuser, Basel-Boston-Berlin, pp. 223–239.

SZEPESHÁZY K. 1977: Az Alföld mezozóos magmás képződményei. — Földt. Közl. 107, pp. 384–397.

SZÉKYNÉ-FUX V. 1952: A magmás kőzetek szerepe a Komlói kőszénösszletben. — MTA Műszaki Tud. Oszt. Közl. 3, pp. 187–203.

SZILÁGYI T. 1980: A komlói feketekőszén-terület mezo-kainozóos magmatitjainak ásvány-kőzettani vizsgálata az új kutatófúrások alapján. Egyetemi doktori értekezés. — Kézirat. ELTE TTK Adattára, Budapest.

SZTRÓKAY K. I. 1952: Mecseki vasércképződés. — MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl. 5, pp. 211–230.

VICZIÁN I. 1966: Tenger alatti kitörési és kőzetlebontási jelenségek a Kisbattyán I. sz. fúrás alsókréta diabáz összletében. — MÁFI Évi. Jel. 1964-ről, pp. 75–92.

VICZIÁN I. 1968: A mecseki fonolit. Egyetemi doktori értekezés. — Kézirat. ELTE TTK Adattára, Budapest.

VICZIÁN I. 1971: A mecseki fonolit kőzettani vizsgálata. - MÁFI Évi Jel. az 1969. évről, pp. 327–345.

VÖRÖS, A. 1993: Jurassic microplate movements and brachiopode migrations in the western part of the Tethys. — Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol. 100, pp. 125–145.

VÖRÖS, A. 2001: Paleobiogeographical analysis: a tool for the reconstruction of Mesozoic Tethyan and Penninic basins. — Acta Geol. Hung. 44, pp. 145–158.

WHITE, J.D.L., MCPHIE, J. & SKILLING, I. 2000: Peperite: a useful genetic term. — Bull. Volcanol. 62, pp. 65–66.