

## **Ó/FALU – ÚJ/ÖTLETEK**

Az Ófalu melletti Aranyos (Goldgrund) völgyben, valamint a szomszédos kisebb völgyekben (Studer, Juhhodály) feltároló kőzetek legalább 50 éve készítetik új és új terepmunkára, elemzésre, majd értelmezésre a metamorf kőzettan, a szerkezetföldtan, sőt, legújabbban az ércteleptan szakértőit. A terepi nap célja a völgy szájában kicsiny kőfejtőben hosszú időn át bányászott jura Vasasi márga és a völgyfőn kibukkanó Mórági gránit közötti alig másfél km hosszú szakasz kőzeteinek megtekintése, s a látottak közös megbeszélése. Az Ófalui Komplexum jellemző képződményeinek csak kevés, kisméretű feltárása ismert a területen; a jellemző kőzettípusok, valamint az azokat meghatározó mikro- és makroszerkezeti bélyegek elsősorban a völgyoldalakat borító törmelék mintáiban tanulmányozhatók.

Jelen kirándulásvezető ezeket a várhatóan felbukkanó speciális szöveteket, a hozzájuk kapcsolódó kőzetneveket és lehetséges földtani folyamatokat foglalja össze, ezzel segítve a résztvevőket a terepi együtt gondolkodásban.

***metamorf P-T-d út*** – a metamorf kőzetek fejlődését az adott kémiai rendszerben az egymást követő nyomás-hőmérséklet (P-T) állapotokon keletkező ásványtársaságok sorozata (M1, M2, M3, ...) és az egymást váltó feszültségterekben kialakuló deformációs állapotok (D1, D2, D3, ...) sorozata jellemzi. A metamorf és deformációs állapotok rendszerint függetlenek egymástól.

***metamorf protolit osztály*** – a metamorf kőzetek osztályozásának legfontosabb szempontja a kiindulási kőzet összetétele. Az osztályok: kvarc-földpát kőzetek, metakarbonátok, metapelitek, metabázitok, mészsilikátok, ultrabázitok, egyébek.

***orto-, para-*** – metamorf kőzetek nevezéktanában alkalmazott előtag, mely a protolit eredetére utal, magmás (orto-) és üledékes (para-) esetben (pl. ortogneisz, paragneisz).

***rekristallizáció*** – a kristályos anyag szerkezetének átrendeződése a kristályszemcsék határainak migrációja, módosulása által. A folyamat hatására rendszerint változik a szemcseméret, de nem szükségképpen jár kémiai és ásványtani változással.

***porfiroklaszt*** – metamorf kőzetekben a mátrix jellemző szemcseméretét meghaladó méretű szemcse, mely a kőzet korábbi, durvaszemcsés állapotának reliktumaként őrződött meg.

**porfiroblaszt** – metamorf kőzetekben a mátrix jellemző szemcseméretét meghaladó méretű szemcse, mely a megváltozott nyomás és hőmérséklet hatására metamorf ásvány reakciók hatására keletkezik.

**foliáció** – bármely mélybehatolású, ismétlődő sík elem a kőzetben.

**lineáció** – bármely mélybehatolású, ismétlődő vonalas elem a kőzetben.

**palásság** – deformáció és/vagy rekrisztallizáció eredményeként kialakuló foliáció, melyben az elválási síkok  $< 1$  cm távolságra követik egymást.

**gneiszes szerkezet** – deformáció és/vagy rekrisztallizáció eredményeként kialakuló foliáció, melyben az elválási síkok  $> 1$  cm távolságra követik egymást.

**kinematikus indikátor** – monoklin szimmetriájú mikroszerkezeti elem, mely alapján a nyírás értelme meghatározható (pl. milonitokban).

**S/C szerkezet** – nyírt kőzetek jellegzetes mikroszerkezete, amelyben a palássági (S) síkokat nyírási eredetű klivázs (C) síkok metszik.

**burkolt porfiroklaszt** – porfiroklaszt, melyet a foliáció irányában megnyúlt, rendszerint azonos anyagú, rekrisztallizált köpeny vesz körül. Milonitokban – a megfelelő orientációjú metszetekben – gyakoriak a különböző aszimmetrikus burkolt porfiroklasztok (pl. szigma-klaszt).

**klivázs** – a metamorf foliáció egy típusa, melyet szabályos elrendeződésben, egymáshoz nagyon közeli párhuzamos elválási síkok alkotnak.

**gneisz** – gneiszes szerkezetű metamorf kőzet; rendszerint a kvarc-földpát osztályban fordul elő.

**fillit** – kistekésű, finomszemcsés metapelit összetételű kőzet, melynek tökéletes palásságát párhuzamos elrendeződésű filloszilikát szemcsék (klorit, szericit) definiálják.

**milonit** – lokalizált nyírási zónákban kialakuló, rendszerint jól foliált tektonit kőzet, melyben a szemcseméret redukció dominánsan képlékeny (nemkataklasztos) deformáció eredménye.

**ultramilonit** – olyan milonit, melyben elenyésző a rendkívül kisméretű porfiroklasztok mennyisége.

**nyírási zóna** – nem-koaxiális, intenzív deformációval jellemzett sík.

**tektonikus melanzs** – olyan térképezhető léptékű, tektonikus folyamatok során keletkező breccsa kőzet, melyben finomszemcsés, deformált mátrixban tetszőleges méretű, eltérő összetételű kőzetblokkok találhatók.

**migmatit** – közepes és nagyfokú metamorf területek összetett, mezo- és megaskálán heterogén kőzete, melyet magmás (leukoszom, neoszom) és metamorf (melanoszom, paleoszom) eredetű egységek építenek fel.

**pre- és szinkinematikus pirit, turmalin** – a fő tektonikus deformáció (milonitosodás) előtt, ill. közben képződött ásványszemcsék.

**pirit rekrisztallizáció** – a milonitos gneiszben található piritben nagy nagyítással 120°-os lapszögek találhatóak, sok esetben a lapok között kivált kalkopirit és bornit zárvánnyal, ami az ásványnak minimum zöldpala fáciesben történő újrakristályosodására utal.

**kataklázosodott pirit** – a piritben megjelenő ortogonális repedések az ásványnak kataklázos átalakulását jelzi (töréses deformáció).

**orogén aranyércesedés** – (felső) zöldpala fáciesű metamorfózist szenvedett orogén területek mélyreható nyírás zónái mentén jellemző aranyércesedési típus, mely legalább 4 km-es mélységben jön létre. A pirit, arzenopirit, pirrhotin mellett különböző Bi-Te fázisok jelennek meg. Az arany finomsága  $[Au/(Ag+Au)*1000]$  jellemzően  $>900$ .

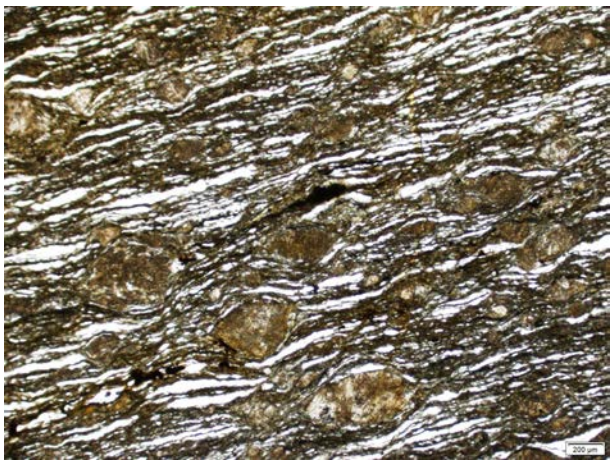
**vasoxidáló baktériumtelep** – olyan baktériumközösségből álló telep, mely energiaforrását a  $Fe^{2+}$  oxidációjából nyeri (pl. pirit, bazaltüveg).

**embrionális ammonitesz** – pelágikus (nyíltvízi) régióra jellemző faunaelem.

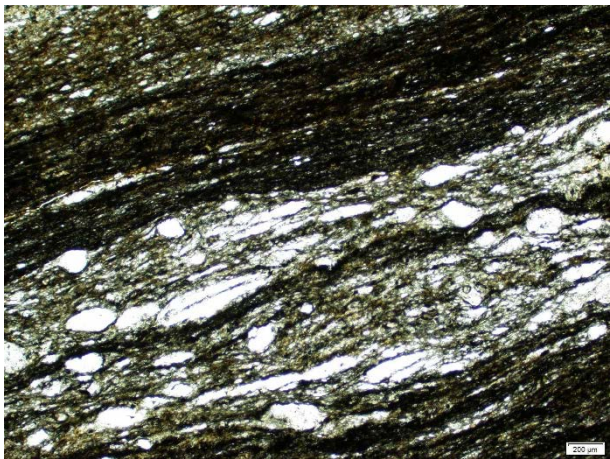
**injekciós telérraj** – injekciós telérek szeizmikus tevékenység hatására, extenziós feszültségtérben keletkeznek, ahol a repedezett alapkőzetbe vákuumszerűen szívódik be a fluidizált üledék. Az injekciós telérek anyaga jellemzően mikrorétegzett.



1. ábra – granitoid anyagú litoklaszt az ófalui gneisz milonitban

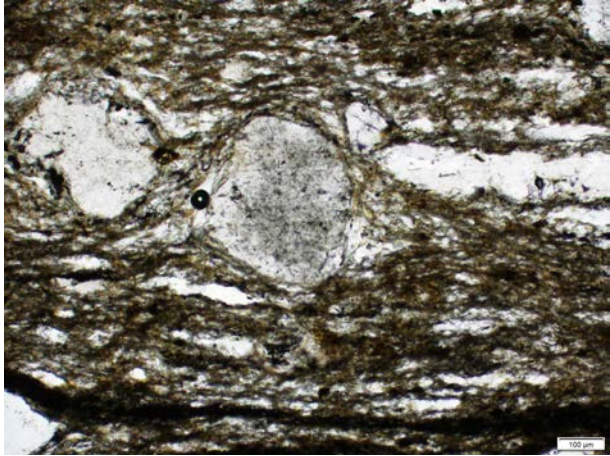


2. ábra – az ófalui gneisz milonit jellemző mikroszkópi képe

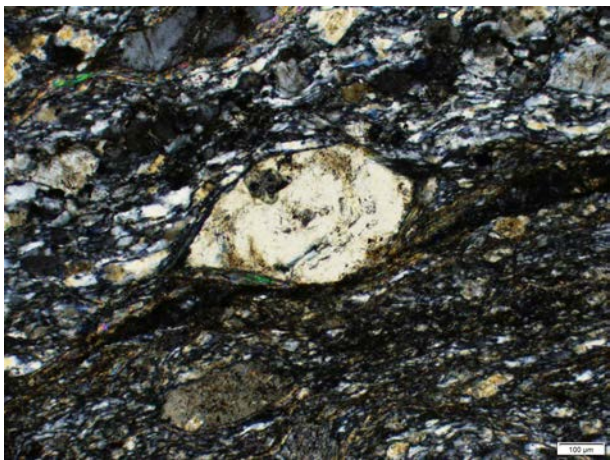


3. ábra – milonit és ultramilonit sávok az ófalui gneisz milonitban





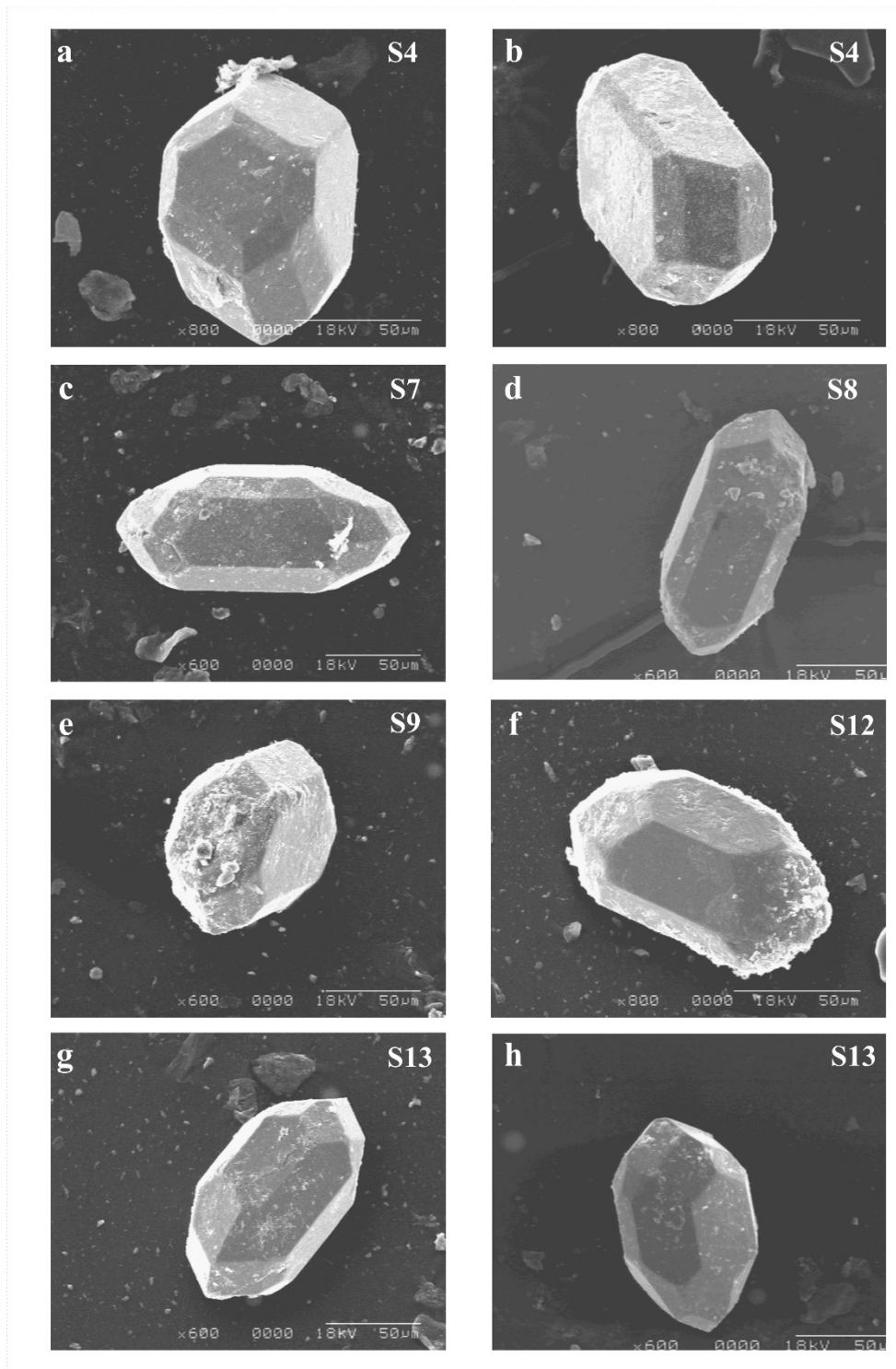
4. ábra – burkolt földpát porfiroklaszt az ófalui gneisz milonitban



5. ábra – burkolt földpát porfiroklaszt az ófalui gneisz milonitban

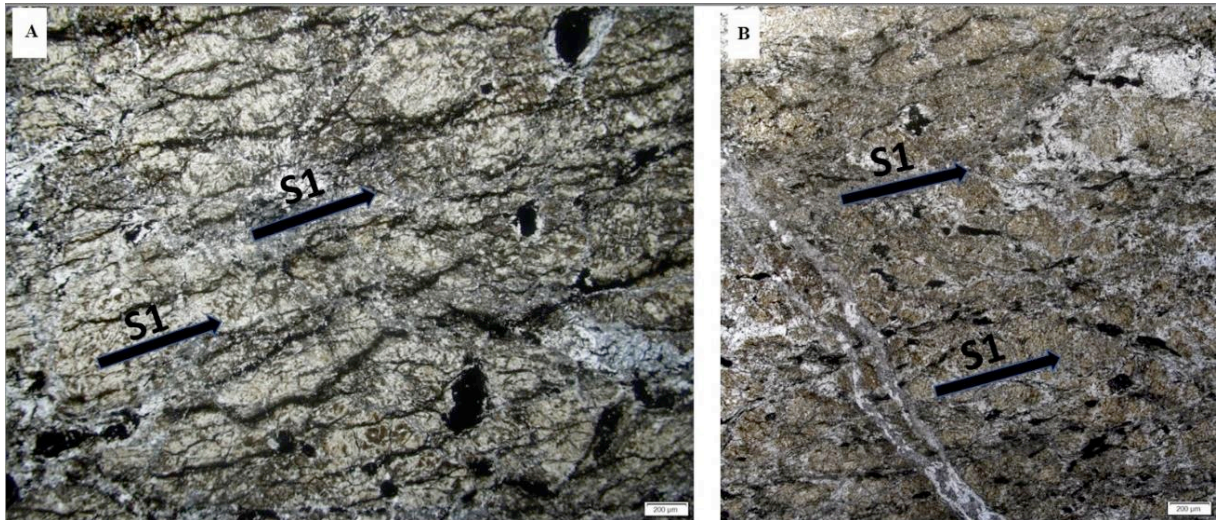


6. ábra – dinamikusan rekrisztallizált kvarc szalag az ófalui gneisz milonitban

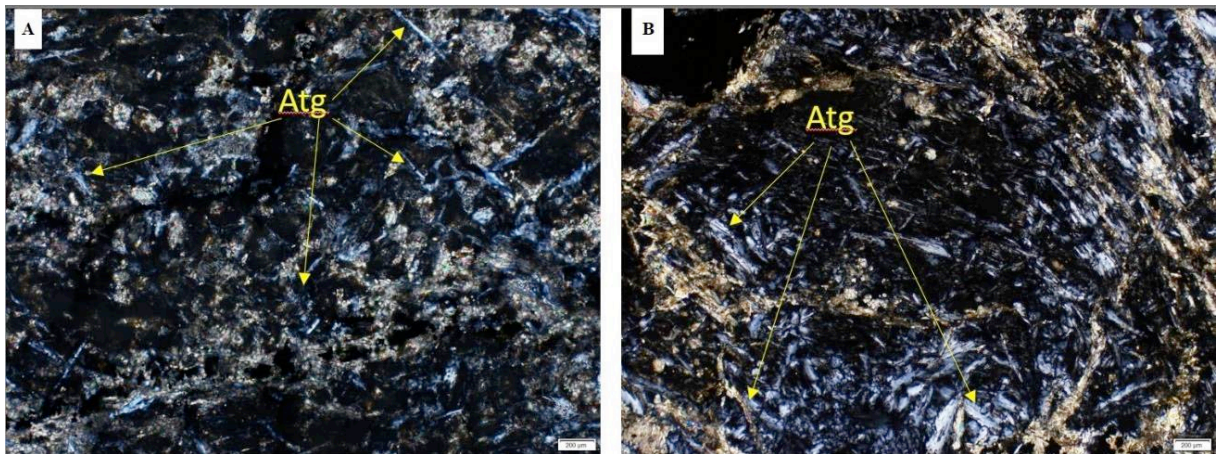


7. ábra – az ófalui gneisz milonit jellemző szeparált cirkon szemcséi



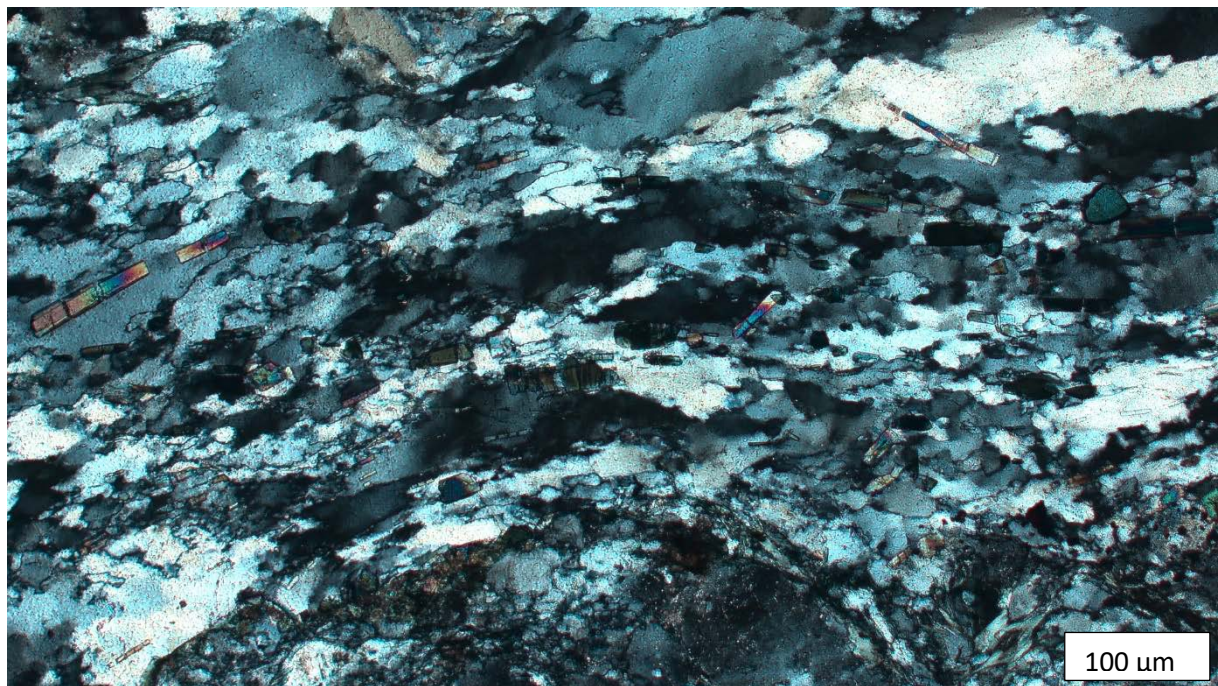
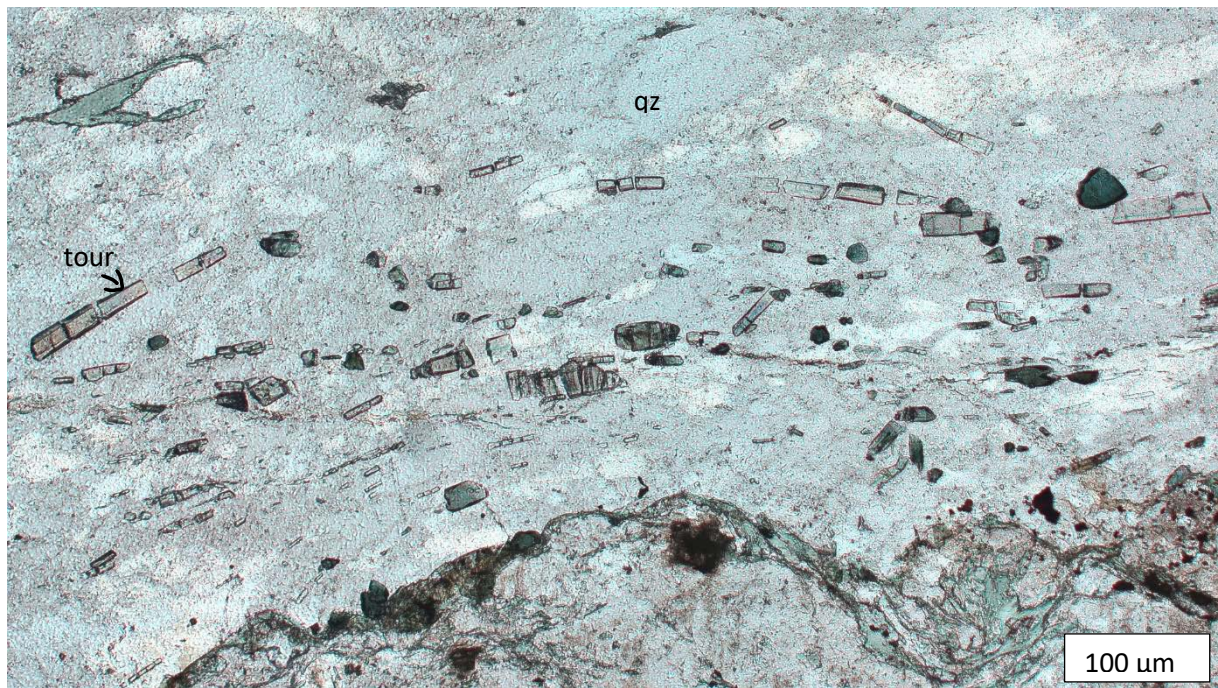


8. ábra – az ófalui szerpentinit milonit jellemző mikroszkópi képe (S1 foliáció)



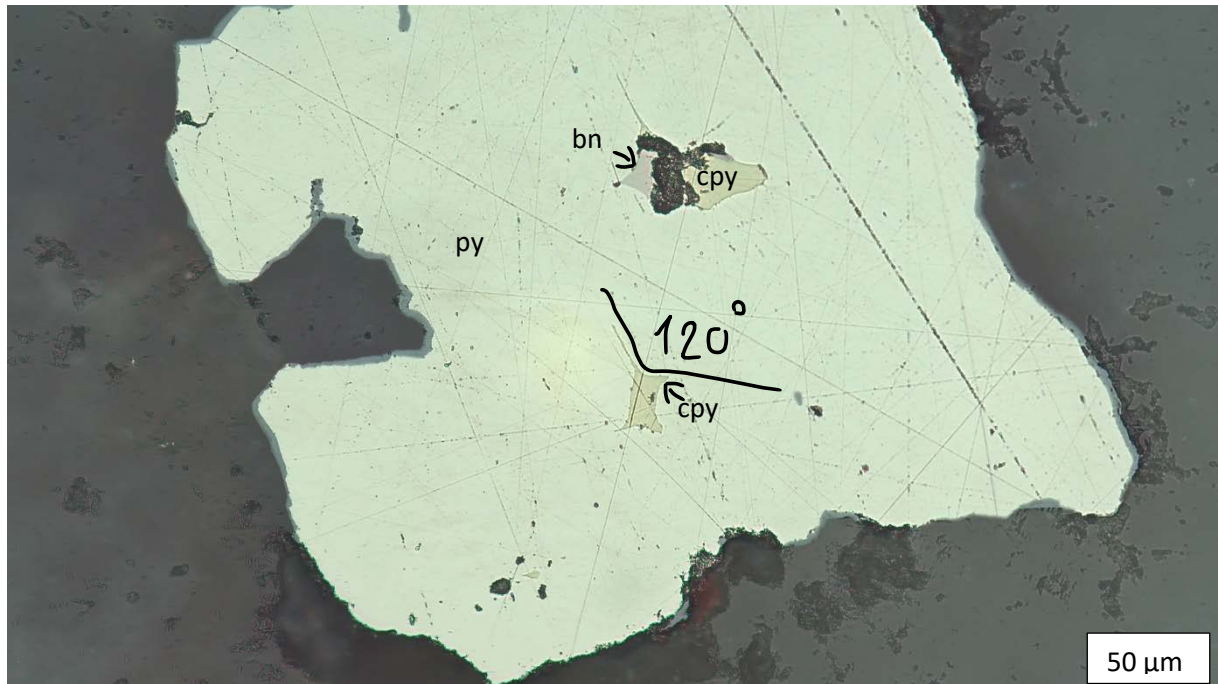
9. ábra – az ófalui szerpentinit milonit S2 foliációját antigorit kristályok definiálják



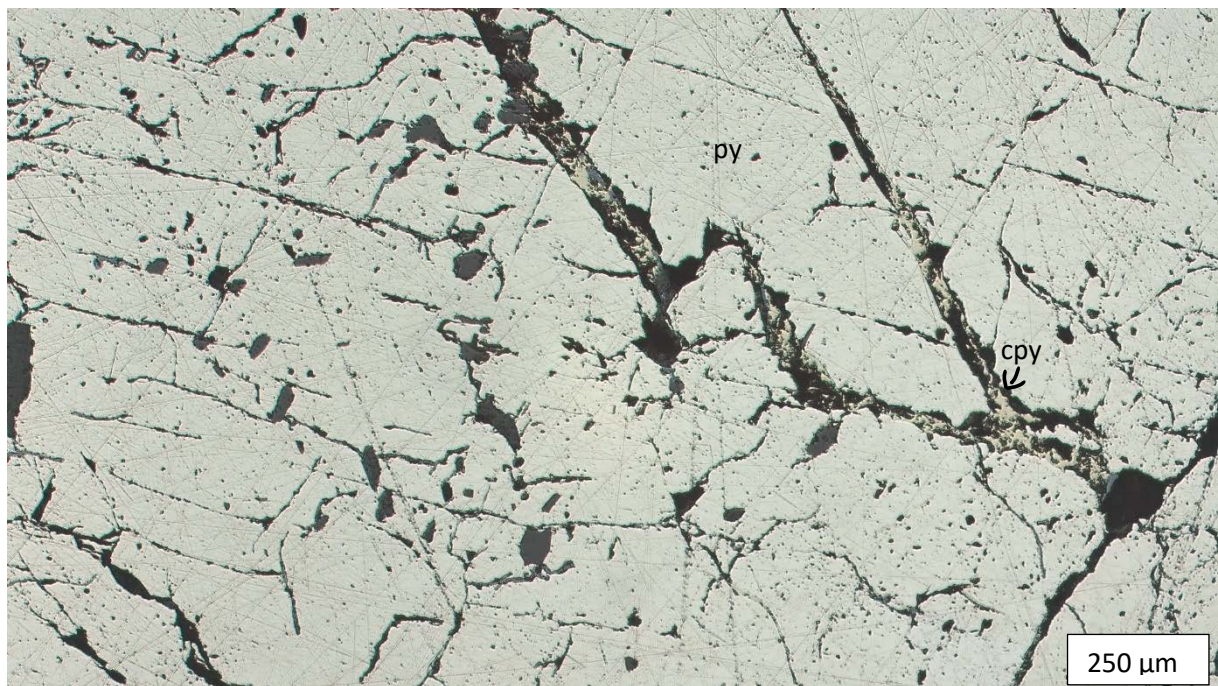


10. ábra – az ófalui kvarcitlencsés pirités gneiszben található turmalin töredezettsége alapján a milonitosodás előtt képződött, vagyis prekinematikus fázis. Felső kép: IN, alsó kép: +N. Tour: turmalin; qz: kvarc



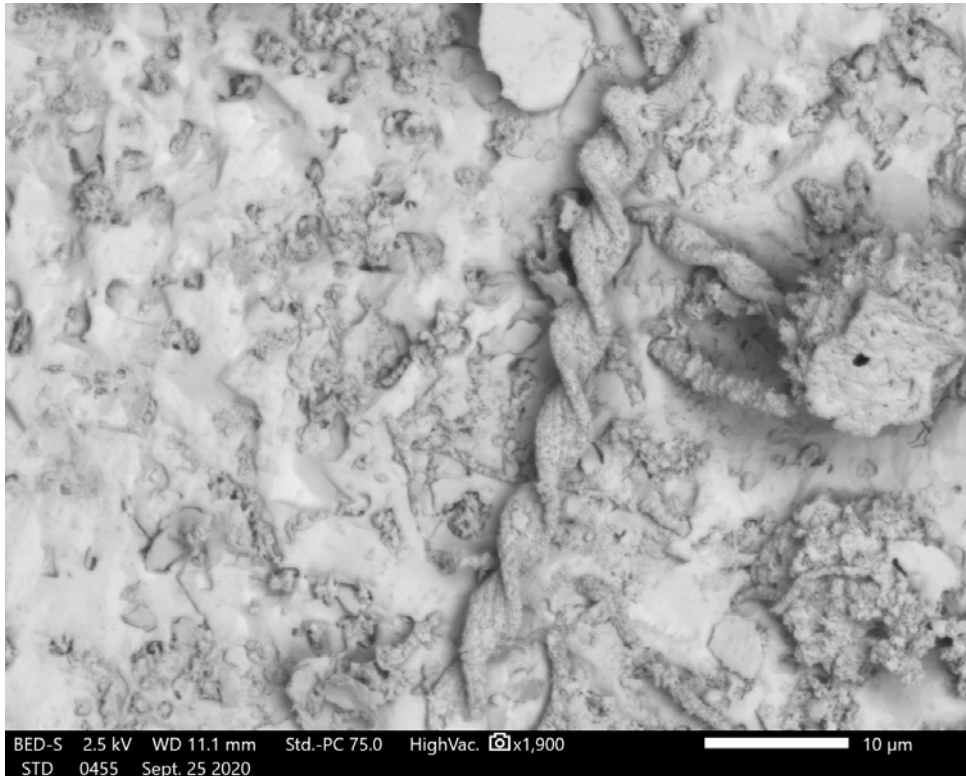


11. ábra – újrakristályosodott pirit az ófalui gneiszben, tipikusan 120° os lapszögekkel, az intersticiális térben megjelenő kalkopirittal és bornittal. A folyamat minimum zöldpalafáciesű metamorfózisra utal (Craig & Vokes, 1993).

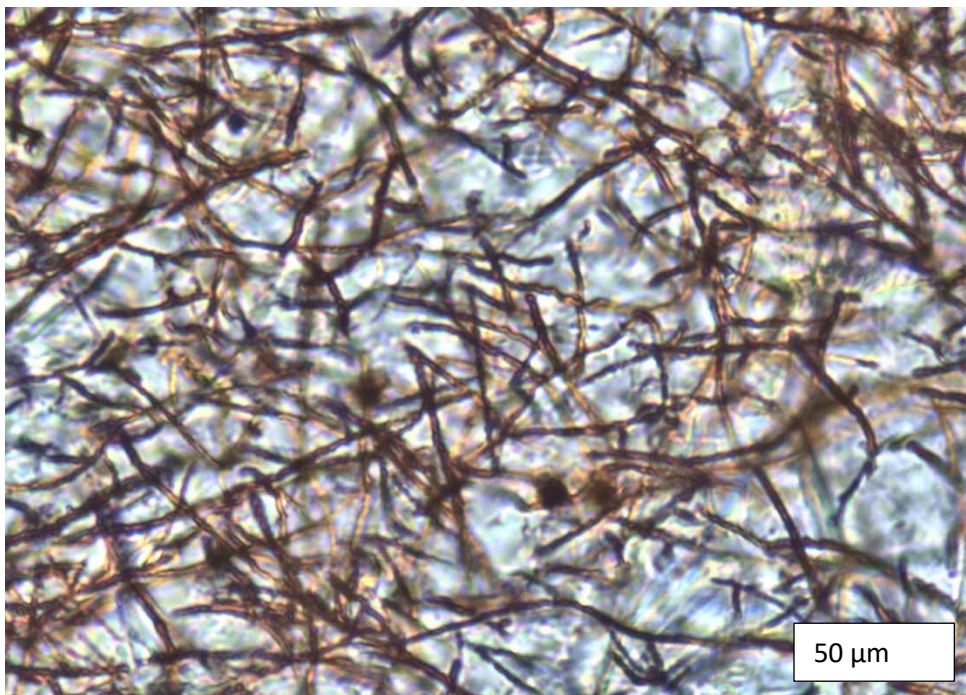


12. ábra – kataklázosodott pirit (py), a felnyíló repedéseket kitöltő kalkopirittal (cpy).



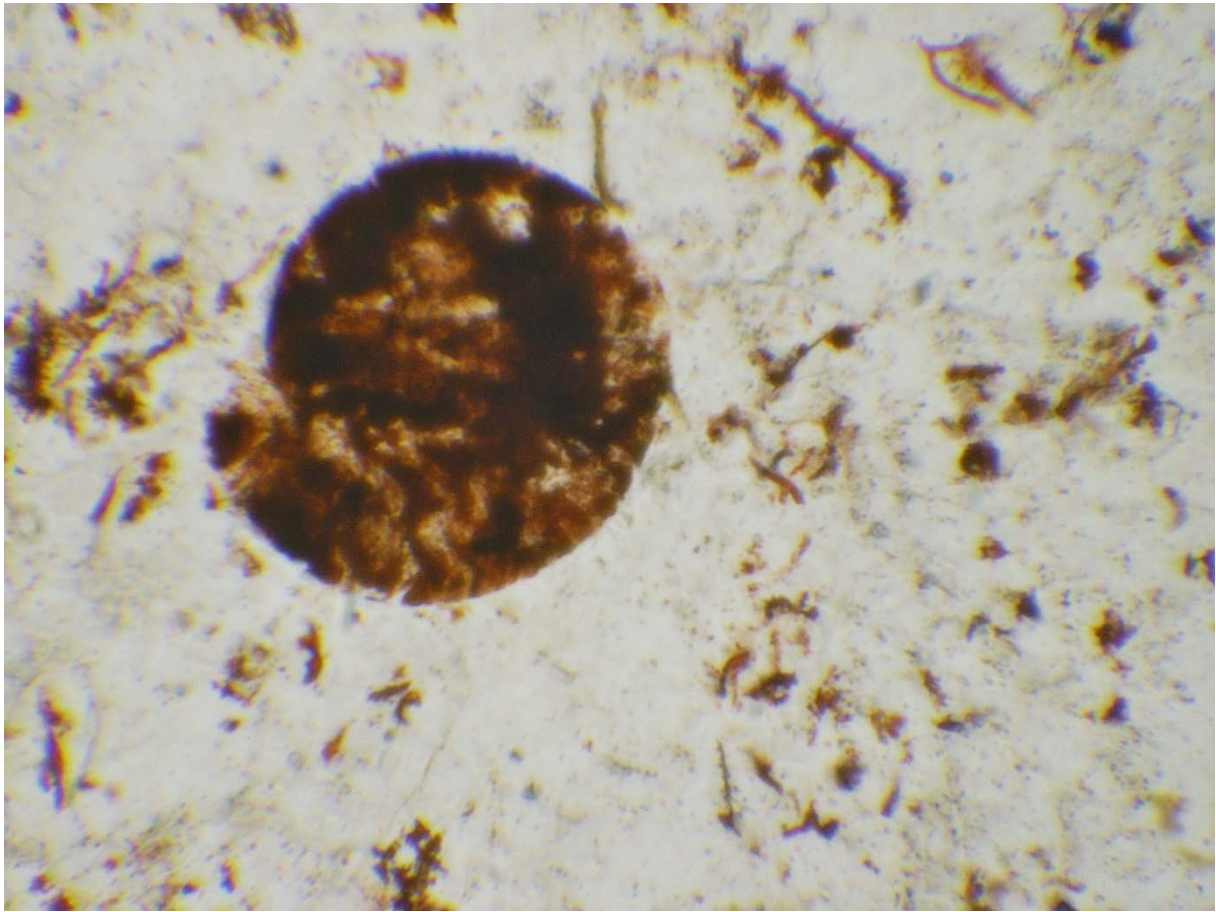


13. ábra – vasoxidáló baktérium (*Gallionella* rokonság) csavart szerkezetű nyúlványán kivált ferrihidrit újrakristályosodása során keletkezett szubmikronos hematitátlákból álló ichnofosszília elektronmikroszkópos képe az injekciós telér ecetsavval kezelt felületéről



14. ábra – az ófalui injekciós telérek anyagát alkotó vasoxidáló baktériumok hematitos nyomfossziliáinak kalcitba ágyazott fénymikroszkópos képe





15. ábra – ~90  $\mu\text{m}$  átmérőjű ammonitesz embrió az ófalui injekciós telérek anyagában. Az ammonitesz melletti „pálcikák” vasoxidáló baktériumok hematitos ichnofosszíliái

M. Tóth Tivadar

Jáger Viktor

# KIRÁNDULÁSVEZETŐ

---

# EGY RIFTESEDÉS UJJLENYOMATAI – TEREPBEJÁRÁS A KELETI-MECSEKBEN

Raucsik Béla<sup>1</sup>, Harangi Szabolcs<sup>2,3</sup>, Schubert Félix<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged  
e-mail: [raucsik@geo.u-szeged.hu](mailto:raucsik@geo.u-szeged.hu); [schubert@geo.u-szeged.hu](mailto:schubert@geo.u-szeged.hu)

<sup>2</sup>MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

<sup>3</sup>Eötvös Loránd Tudományegyetem, FFI, Kőzattan-Geokémiai Tanszék, Budapest  
e-mail: [szabolcs.harangi@geology.elte.hu](mailto:szabolcs.harangi@geology.elte.hu)

## 1. Bevezetés

A Keleti-Mecsek geológiájának megismerése több, mint két évszázados múltra tekint vissza. A XIX. század vége óta ismert az a tény, hogy a terület földtani felépítésében a mezozoikumi, mindenekelőtt jura és kréta képződmények játszanak főszerepet (Peters, 1862; Böckh, 1880–1881). Később – elsősorban a nyersanyagkutatás szükségserűségeinek eredményeként – ismereteink mind részletesebbekké váltak ezekről a képződményekről, amelyeket előbb Vadász (1935), majd Nagy (1969) monografikus igényű munkában foglalt össze; a további tudománytörténeti vonatkozásokról Fülöp (1989) alapján tájékozódhatunk. A változatos felépítésű összlet egyaránt tanulságos a magmás és üledékes kőzattan és geokémia, vagy a szedimentológia és az őslénytani iránt érdeklődő szakemberek számára, ugyanakkor megszólíthatja a tágabb földtudományi közönséget, beleértve a tektonika, a szerves geokémia, vagy az alkalmazott geológia specialistáit is.

Ez adja az apropóját annak, hogy idei vándorgyűlésünk egyik terepi programja során a Keleti-Mecsek néhány karakteres magmás és üledékes képződményével ismerkedünk meg. A terepbejárás során olyan jura és kréta kőzetekkel találkozunk, amelyek a Mecsek és az egész Tisia földtörténete, geodinamikai eseményei szempontjából fontosak.

A következőkben rövid áttekintést nyújtunk a tágabb terület földtani, rétegtani viszonyairól.

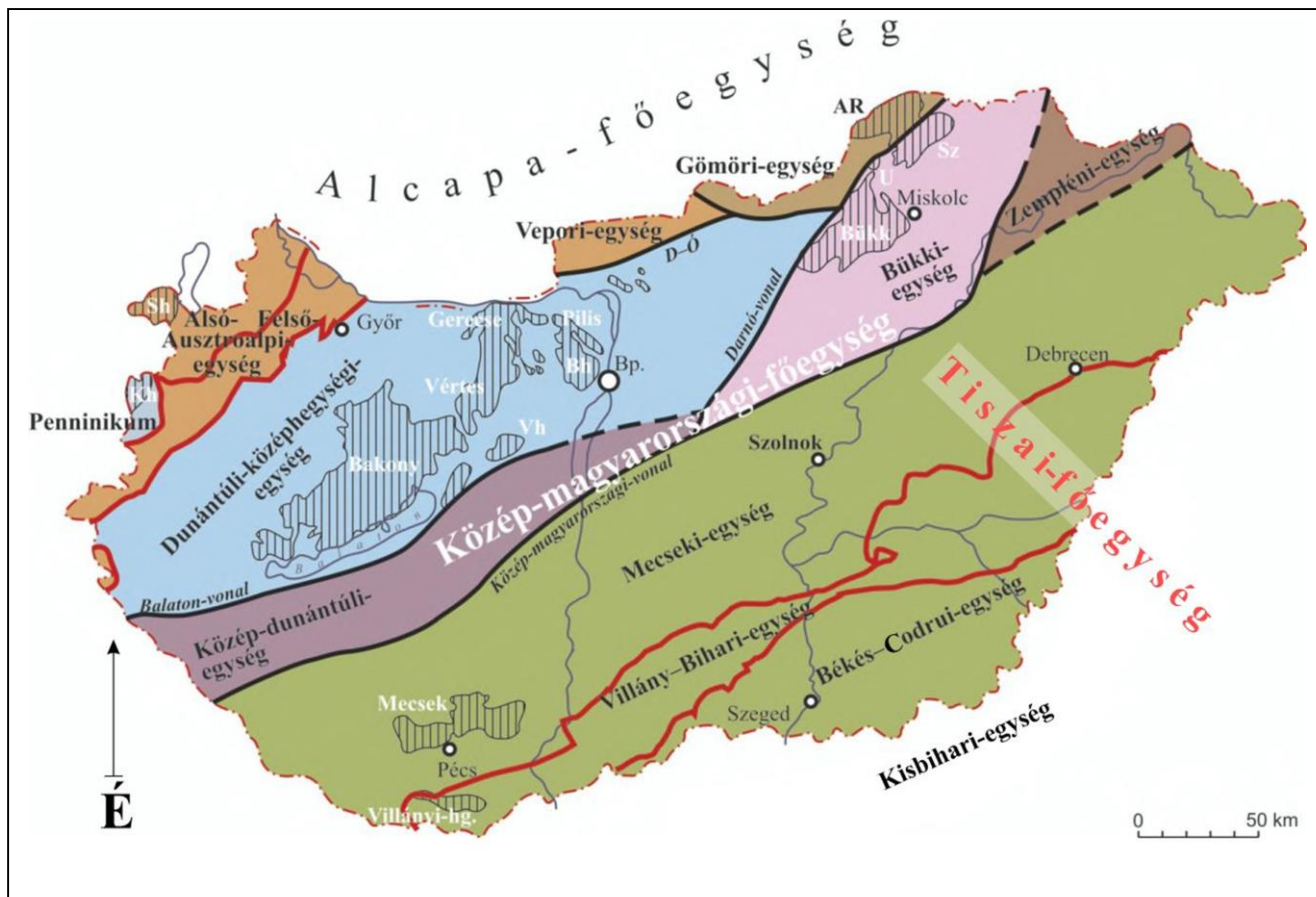
### 1.1. Földtani keret

A Kárpát–Pannon térség földtani felépítésének egyik meghatározó tagja a Tiszai-főegység (Haas & Hámor, 1998), más néven – és többé-kevésbé más értelemben – Tiszai-egység (Fülöp et al., 1987), vagy Tisia-terrénum (Kovács et al.,

1998), amely a Közép-magyarországi mobilis övtől délre elhelyezkedő szerkezeti elem. Jelenlegi képe az alpi szerkezetalakulás terméke; kompressziós erőterben, térrövidüléshez kötődő takaróképződés és pikkelyeződés során kialakult északkelet–dél nyugati irányú övezetes elrendeződés jellemzi. Jelen felfogásunk szerint az egyes szerkezeti-faciális zónák – többé-kevésbé következetesen – a mezozoikumi üledékképződési fáciesöveknek feleltethetők meg. Név szerint a főegységen belül a Mecseki-, a Villányi- (Villány–Bihari-), a Békés–Codruui- és a Kisbihari (Bihariai)-zónát különböztetjük meg (Kovács et al., 2000; Császár, 2005; Haas et al., 2010; Császár et al., 2015; 1. ábra). Ez a (ma már klasszikusnak mondható) felosztás természetesen nem mentes a problémáktól és ellentmondásoktól, ami rendre további kutatásokra sarkallja számos szakterület képviselőit. Ennek eredményeként a Tiszai-főegység földtörténetének pontosabb megismerése és korrelációja újra és újra a kutatások középpontjába kerül (pl.: Schmid et al., 2008; Császár et al., 2015; Tari, 2015; Schmid et al., 2020).

A terepi program során érintendő jura és kréta összlet felépítése, kapcsolatai természetesen a Tethys tágabb fejlődéstörténetébe illesztve érthetőek meg. A kérdést több munka tárgyalja (pl. Vozár, 2010; Haas et al. 2012; Schmid et al., 2020), amelyekből részletekbe menően tájékozódhat minden érdeklődő, és amelyek alapján a következő megállapítások tehetőek.

Az általánosan elfogadott modellek szerint a Tiszai-főegység prealpi aljzata, valamint kora alpi képződményeinek jellegei az Európai lemez pereméről való származásra utalnak. A pontosabb rekonstrukciót nagyban nehezíti az a tény, hogy a teljes mediterrán régió az alpi orogén fázisok (főleg a késő kréta és a harmadidőszak során) rendkívül bonyolult tektonikai mozgásokon ment keresztül, aminek eredményeként eredetileg egymástól viszonylag távol



1. ábra – Magyarország prekainozoikumi medencealjzatának szerkezeti felépítése (Babinszki et al. 2023, alapján, módosítva). A vörös vonalak a mezozoikumi takarórendszerek, a feketék a kainozoikumi szerkezetek határát jelzik. A sraffozott területeken a medencealjzat a felszínre bukkan. Rövidítések: AR – Aggtelek–Rudabányai-hegység; D-Ó – Diósjenő–Ógyalla-vonal; Bh – Budai-hegység; Kh – Kőszegi-hegység; Sh – Soproni-hegység; Sz – Szendrői-hegység; U – Upponyi-hegység; Vh – Velencei-hegység

elhelyezkedő, erősen deformálódott litoszféraellemek („lemez-törödékek”, „mikrolemezek” és fragmentumaik) kerültek egymás szomszédságába, egymás mellé, sőt alá-fölé. Mindazonáltal (minden más óceánhoz hasonlóan) a Tethys történetében is egymást követő felnyílási és bezáródási szakaszok rekonstruálhatók. A terepbejáráshoz kapcsolódó üledékes és magmás kőzetek a mezozoikumi Neotethys történetének dokumentumai, annak korai, riftesedéshez kötődő geotektonikai környezetében alakultak ki.

A földtani adatok azt sugallják, hogy az alpi éra kezdetén a Tiszai-főegység a Tethys európai peremén, a Keletalpi és a Belső-Nyugati-Kárpáti egységektől keletebbre helyezkedhetett el oly módon, hogy a Mecseki-öv lehetett az Európai-lemez felé eső legkülső helyzetben, míg a többi három egység a belsőbb zónákat alkothatta (2. ábra; Csontos & Nagymarosy, 1998; Haas et al. 2004). Nagy jelentőségű esemény volt a főegység történetében a Pennini-óceánág felnyílása a kora-középső jura során, ami a Tiszai-főegység leválásának tektonikai hajtóereje volt. Ezzel párhuzamosan a Vardar-óceánág bezáródása is megindult és a kora krétában be is fejeződhetett. A Pennini-óceánág bezáródása

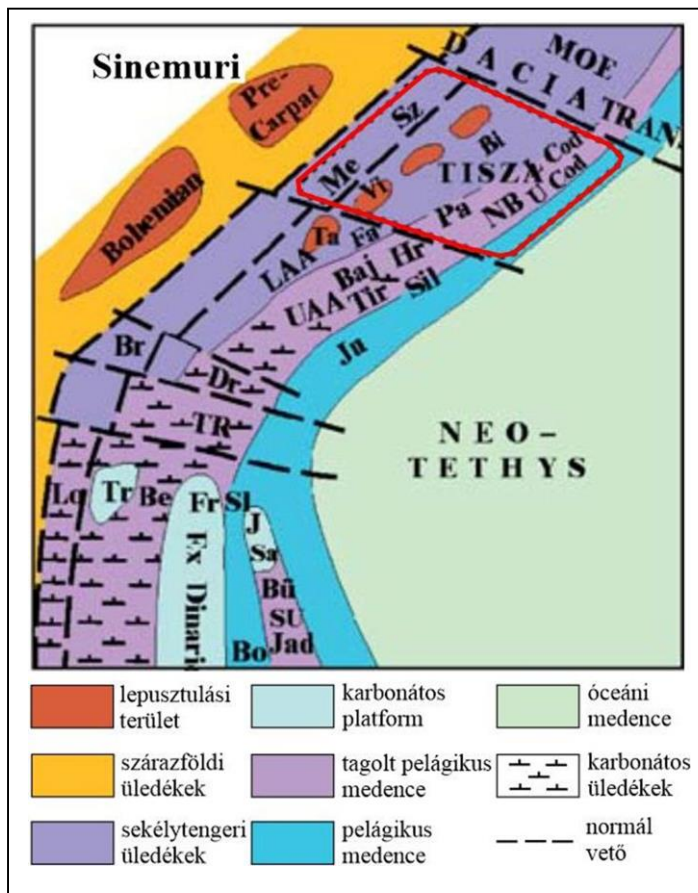
eredményezte a kréta során azt a jelentős deformációt, ami a már említett takarórendszerek kialakulásában öltött testet. A kréta és a harmadidőszak során számottevő laterális elmozdulás is rekonstruálható. Végeredményben a neoalpi eseménysor erőteljesen módosította az amúgy is bonyolult földtani felépítést és a ma megfigyelhető szerkezeti és geofizikai kép kialakulását eredményezte (Matenco & Radivojević, 2012; Koroknai et al., 2020).

A térség alpi történetében tehát meghatározó mozzanatok zajlottak a jura és a kréta során. A következőkben – immár terepi programunkra fókuszálva – vessünk néhány pillantást a Mecsek jura és kréta képződményeire!

## 1.2. A mecseki jura és kréta rétegsor – áttekintés

Vándorgyűlésünk terepi programjának célját szem előtt tartva ezúttal eltekintünk a kőzetrétegtani részletek taglalásától, azok Császár (1996) és Főzy (2012) munkáiban férhetők hozzá. Az alábbi áttekintés keretében röviden vázoljuk a rétegsor kifejlődésének alapvető jellemzőit.



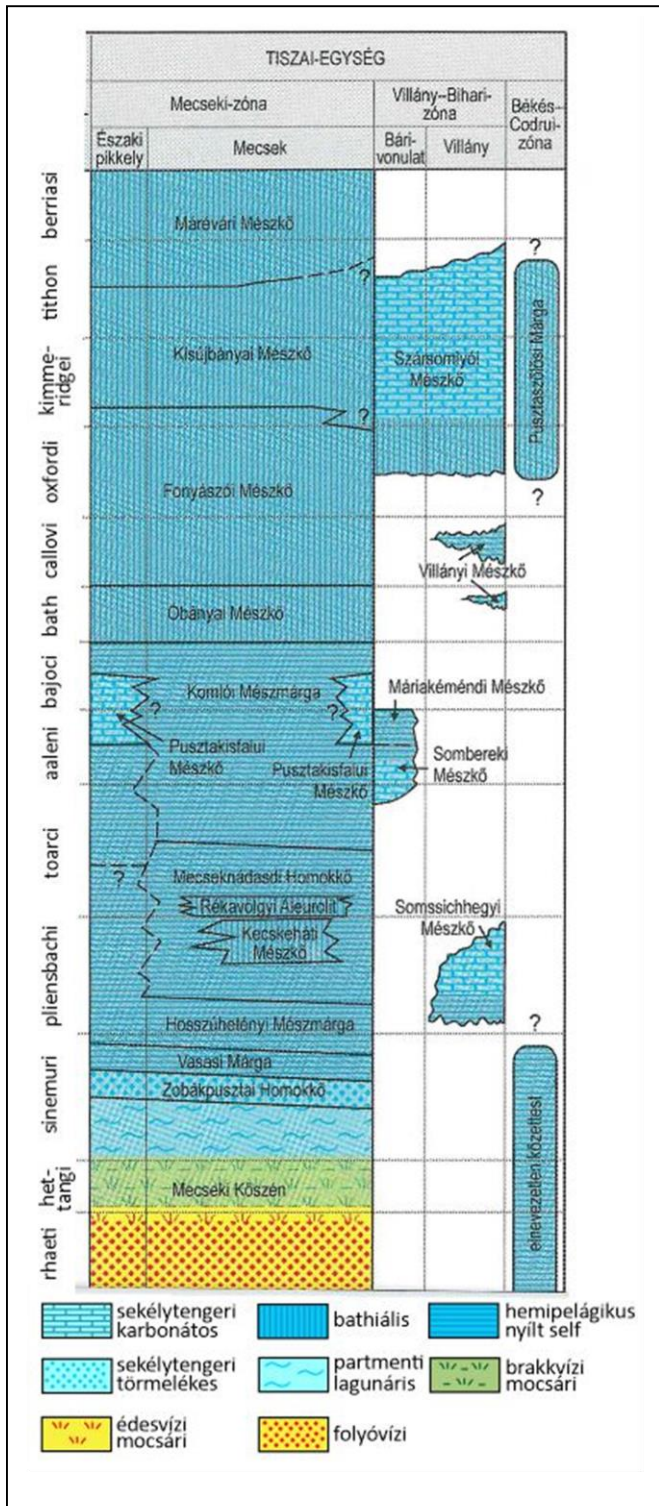


2. ábra – A Tiszai-főegység (piros vonallal jelölve) sinemuri geodinamikai és ősföldrajzi helyzete a Neotethys riftesedő nyugati peremén (Haas & Péro, 2004 alapján). Rövidítések: Baj – Bajuvaricum; Be – Bellunoi-árok; Bi – Bihar; Bo – Boszniai-zóna; Br – Briançonnais; Bü – Bükk; Dr – Drauzug; Ex Dinari – Külső-Dinaridák; Fr – Friuli; Fa – Fátrikum; Hr – Garamikum; J – Júliai-Alpok; Jad – Jadar-blokk; Ju – Juvavikum; LAA – Alsó-Keletalpi egységek; L Cod – Alsó Codru egységek; Lo – Lombardia; **Me – Mecseki-egység**; MOE – Moesia; NB – Észak-Bácskai-egység; Pa – Papuk; Pre-Carpat – Pre-Kárpáti-egység; Sa – Szávai-egység; Slo – Szlovéniai-árok; Sil – Szilicei-egység; SU – Sana-Una-egység; Sz – Szolnoki-egység; Ta – Tátrikum; Tir – Tirolikum; TR – Dunántúli-középhegységi-egység; Tr – Trentoi-plató; TRAN – Transzilvanidák; UAA – Felső-Keletalpi egységek; U Cod – Felső Codru egységek; Vi – Villányi-egység

A korábbiakban már utaltunk rá, hogy a rendelkezésünkre álló földtani adatok alapján a Mecseki-zóna a Tiszai-főegység (jelen orientáció szerint) legészakibb, szerkezetileg legmélyebb helyzetű egysége, amely ősföldrajzilag az európai kontinenshez legközelebbi pozícióba helyezhető (2. ábra; Csontos & Nagymarosy, 1998; Haas et al., 1999; Csontos & Vörös, 2004; Haas & Péro, 2004). Ennek következtében a Mecseki-zóna területe a mezozoikum során a terrigén üledékek proximális üledékcsapdájaként működött. A Tethys Pennini-óceánágának felnyílása a Tiszai-főegységnek az Európai-lemezről való leszakadását, a Mecseki-zónában extenziós tektonikai rezsimhez kapcsolódó, gyorsan süllyedő félárkok kialakulását eredményezte (Nagy, 1969; Géczy, 1973). Mindezen körülmények és az euszatikus tengerszint

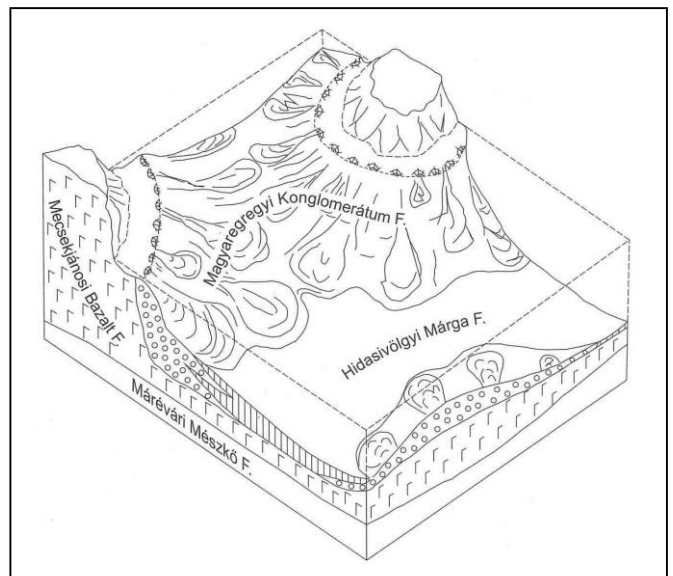
változásainak eredőjeként a késő triásztól a jura közepéig egy nagy vastagságú, alapvetően transzgressziós jellegű, kőszénlápi és sekélytengeri törmelékes sorozat, majd egy „allgäui foltos márga”-típusú, hemipelágikus kevert karbonátos-sziliciklasztos rétegsor alakult ki. A bajoci végén alapvetően megváltozott az üledékképződés jellege; a finom terrigén anyag beszállításának mennyisége és az üledékképződés sebessége is drasztikusan lecsökkent, így a bajocinál fiatalabb jura rétegsor összvastagsága töredéke az idősebb jura képződményekének. A „foltos márga” fedőképződménye egy kondenzált, jól oxidált környezetben lerakódott, vörös színű mészkőgumós mészmárga és agyagos mészkő, amelynek gazdag, bath korú makrofosszília együttese szolgáltatja a Mecseki-zóna Európai-lemezről történő leválásának első, széles körben elfogadott paleobiogeográfiai bizonyítékait (azaz a mediterrán faunaelemek tömeges fellépését a korábban uralkodó európai faunaelemek helyett; Géczy, 1973, 1984; Galács, 1994; Vörös, 2001). A vörös agyagos mészkő fedőjében üledékfolytonosan világos színű, pelágikus, többnyire tűzköves, mikrites mészkövek települnek. A monoton rétegsort egy oxfordi vörös radiolarit horizont teszi némileg változatosabbá. A jura legfiatalabb képződménye egy maiolica fáciesű, fehér mikrites mészkőösszet, amelynek gazdag mikrofaunája tithon-berriási kort jelez, tehát a jura és a kréta időszak határa ebben az összletben húzható meg (Haas & Péro, 2004). A Tiszai-főegység elkülönülését igazolja az említett tűzköves, pelágikus mészkövekből álló összlet gazdag, mediterrán típusú faunája (Géczy, 1973; Vörös, 2001) (3. ábra).

A kora kréta során több szakaszban intenzív, riftesedéshez kapcsolódó alkáli magmatizmus jelentkezett a Mecsekben, amely viszonylag nagy kiterjedésű (helyenként a tenger felszíne fölé emelkedő, atoll-szerű) vulkáni felépítményeket produkált. Mind vulkáni, mind szubvulkáni kőzetváltozatok előfordulnak, elsősorban alkáli bazaltok és trachibazaltok, de az alkáliakban gazdagabb Na-bazanit-fonolit sorozat kőzetei is képviseltetik magukat. Az általában tengeralatti vulkáni működés termékei párnabazaltok, lávabreccsák és hialoklasztitok (Harangi, 1994; Harangi et al., 1996). A vulkáni-vulkanoszediment kőzetek oldalirányban törmelékes kőzetekkel fogazódnak össze. A konglomerátum és homokkő rétegek szemcséit döntően az említett magmatitok áthalmazott törmeléke szolgáltatja és sekélytengeri fossziliákat (pl. zátonyalkotó rudistákat, korallokat) is tartalmaznak. A vulkáni felépítményektől távolabb, a mélyebb medencék felé a törmelékes kőzetek fokozatosan pelágikus,

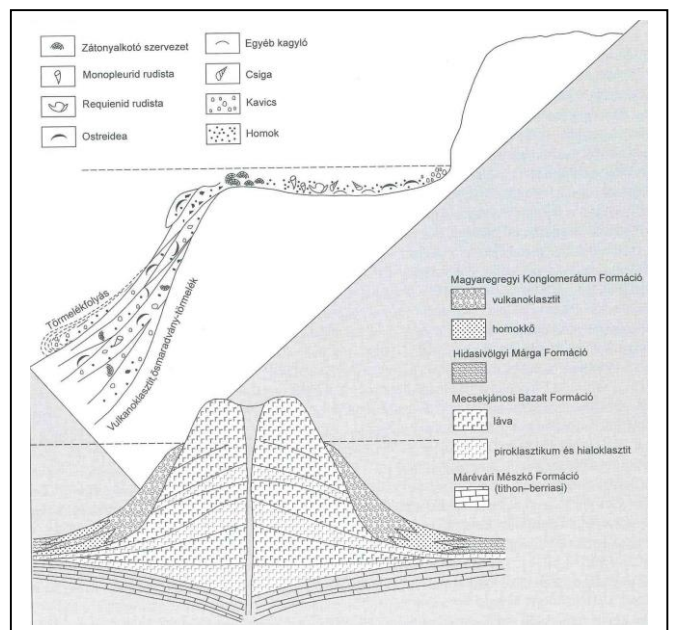


3. ábra – A Tiszai-főegység magyarországi részének jura litosztratigráfiája (Főzy et al., 2012 alapján)

finomszemcsés üledékek, főleg márgák, bentonitos márgák és mikrites mészkövek rétegeibe mennek át, amelyek agyagtartalma főleg a bazalt hialoklasztitok és a szórt piroklaszt anyag mállásából származik. A medenceperemeken gyakoriak a durvább (kalkarenit, sőt kalcirudit) szemcseméretű krinoideás mészkövek (Császár, 1992) (4. és 5. ábra). A mecseki kréta összlet záró tagja egy kis vastagságú, izolált, a környezetével tektonikusan érintkező, turon



4. ábra – A Mecseki-zóna alsó kréta formációinak képződési környezete és kapcsolatuk (Császár, 2005)

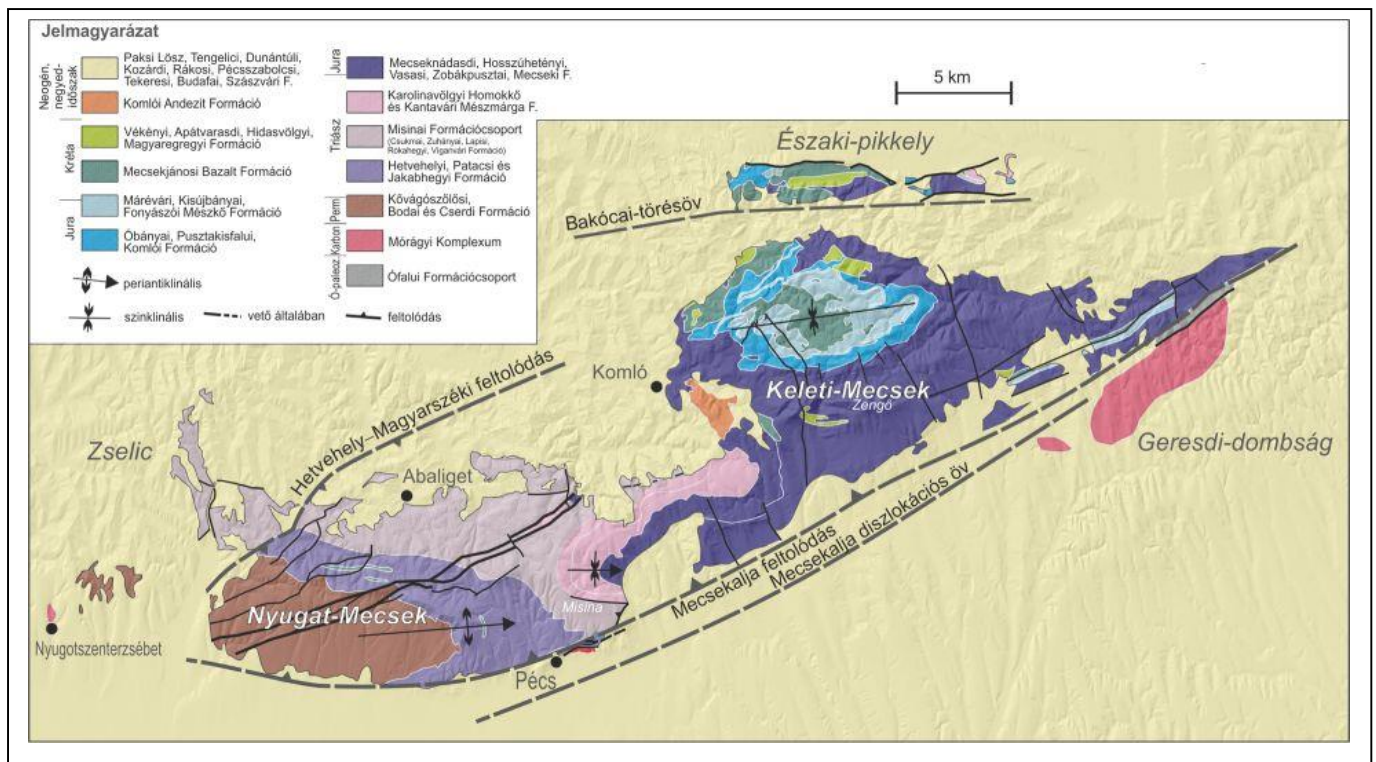


5. ábra – A mecseki típusú alsó kréta atoll és környezete (Császár, 2005)

fossziliákat tartalmazó, mélytengeri (bathiális környezetben leülepedett) vörös színű márga (Balla & Bodrogi, 1993), amelyek eredeti fácieskapcsolatai feltártság híján ismeretlenek.

Az alsó jura kőszéntelep, fedőmárga és foltos márga rétegsor alkotja a Keleti-Mecsek tömegének túlnyomó részét, legjelentősebb domborzati kiemelkedéseit. A felső dogger-malm pelágikus mészkövek a Keleti-Mecsek központi részét alkotják, egységet alkotva az alsó kréta vulkanit-vulkanoszediment és üledékes kőzetegyüttesel (6. ábra). Megemlítendő, hogy a Mecseki-zóna alföldi folytatásában a képződmények ismertsége sokkal korlátozottabb a preneogén





6. ábra – A Mecsek áttekintő földtani térképe  
 (https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/7/73/Mecsek\_vázlatos\_földtani\_térkép.png, Konrád et al., 2010 alapján, módosítva)

aljazat fiatal medencekitöltéssel való fedettsége miatt, amit tovább bonyolít a pikkelyes, takarós felépítés.

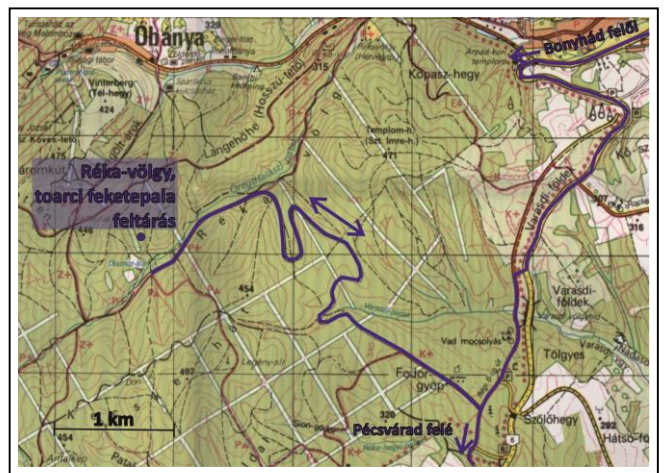
## 2. Terepi megállók

A terepi megállók átnézetes Google térképe a kirándulásvezető végén található.

A Mecseknádasd község délnyugati végén lévő régi temető és Árpád-kori műemlék templom melletti hajtúkanyar után mintegy 2,5 km-re, a 172-es km táblánál lekanyarodunk a főútról a vele párhuzamosan futó "rég hatos főútra", amin kb. 1,2 km után elérjük az erdészet által "Fodorgyöpi bejáró"-nak nevezett aszfaltozott erdészeti út sorompós elágazását. Ezen az erdészeti úton haladunk a Réka-völgybe és kb. 4 km megtétele után érjük el a Disznós-kutat, ahonnan (észak felé indulva és átkelve az Öreg-patakon) gyalogszerrel közelítjük meg első megállónkat (7. ábra).

### 2.1. 1. megállóhely: Réka-völgy, toarci feketepala feltárás

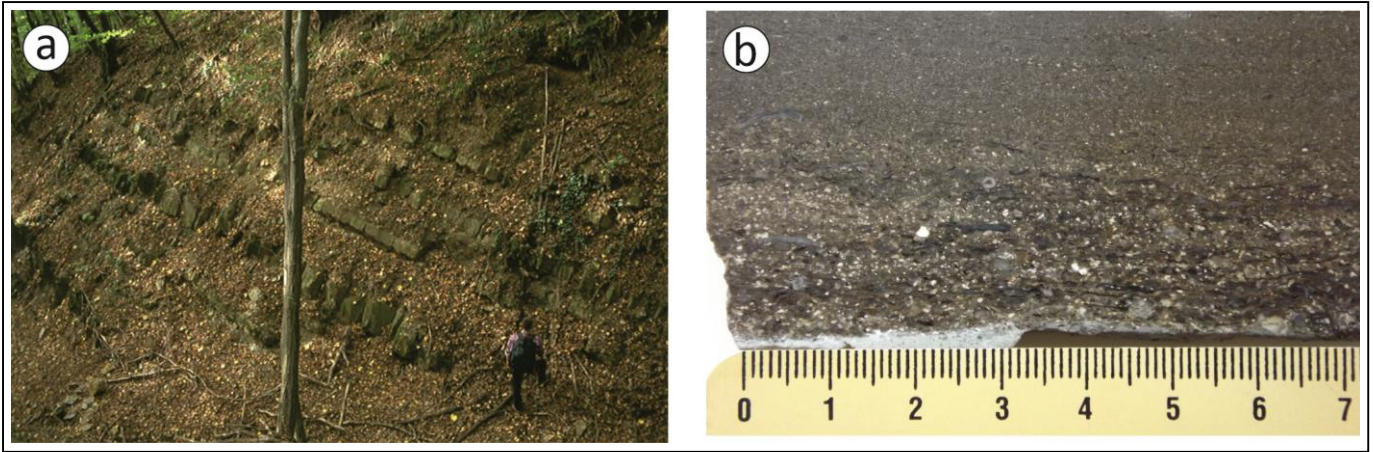
A Disznós-kúttól kiindulva, a Réka-völgynek az erdészeti műúttal ellentétes, északi (bal) oldalán, az Öreg-patak partján, egy vízmosás torkolatánál a mállásnak jobban ellenálló, kipreparálódott kőzetek ÉNy felé dőlő padjai tűnnek fel, amelyek mállékonyabb, agyagos kőzetek rétegeivel



7. ábra – A réka-völgyi toarci feketepala feltárás helyszínrajza

váltakoznak. Közelebbről megismerve észrevehető, hogy a masszív padok kovásodott, kevert karbonátos-sziliciklasztos homokkőből állnak, amelyek lemezes és kompakt, pados foltos márga rétegekkel váltakoznak (8.a ábra). Ez a képződmény a rétegtanban a Mecseknádasdi Homokkő Formáció nevet kapta. A homokkő padok alsó részén gyakran keresztlemezes, ritkábban normál gradáció látható (8.b ábra), felfelé pedig fokozatos az átmenet a finom homokos, kőzetlisztes márga rétegek felé. Felfelé haladva a vízmosásban a masszív homokkő padok kimaradásával egy rosszul feltárt, könnyen talajosodó lemezes, agyagos foltos márga szakasz jelentkezik, majd egy laminált, sötétszürke–fekete, a felszínen

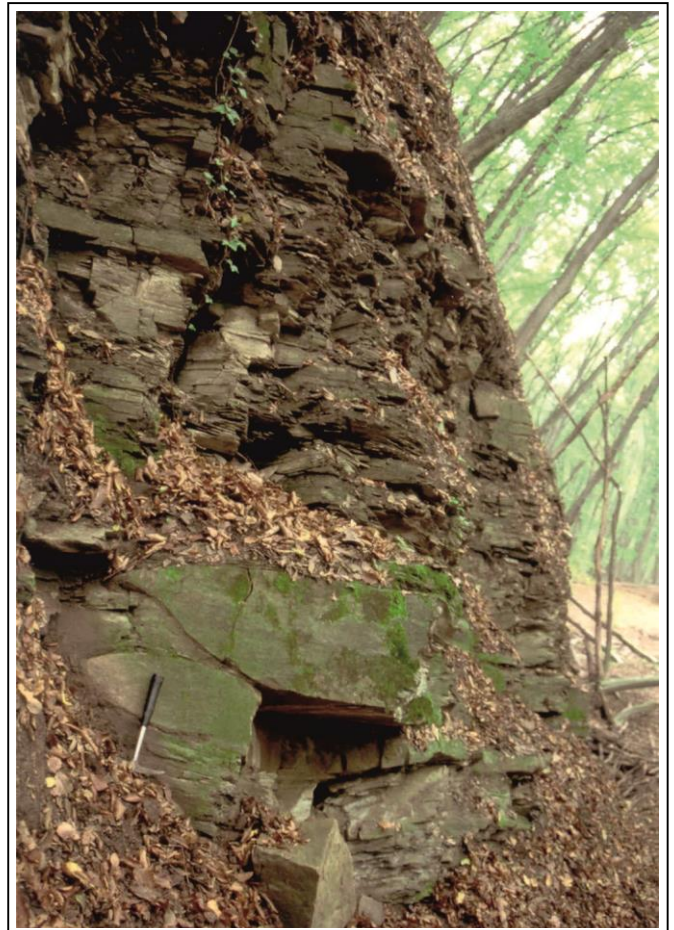




**8. ábra** – A Mecseknapádasdi Homokkő Formáció tipikus terepi és makroszkópos megjelenése. (a) A képződmény ÉNy felé dőlő, foltos márgával váltakozó, masszív homokkőpadjai a réka-völgyi feketepala fekjében; (b) A Mecseknapádasdi Homokkő Formáció normál gradált hibrid homokkővének jellemző makroszkópos petrográfiai képe a rétegzéssel párhuzamosan orientált, megnyúlt bioklasztokkal, valamint szürke kvarc- és krémszínű, mállott földpátszemcsékkel. Fotók: Varga Andrea

barnás árnyalatúra oxidálódott agyagmárga következik, amely kalapácsütésre, vagy sósavas oldásra bitumenszagú, így bitumenes agyagmárgának, vagy – a kissé félrevezető magyar kifejezéssel – feketepalának (“black shale”) nevezhető. A feltárásban található, mintegy 12 m vastag feketepala a mecseki jura egyik legrégebben ismert képződménye (Peters, 1862) és a foltos márga összlet egyetlen, jól definiált vezérszintként térképezhető szakasza, amelyet ezért Rékavölgyi Aleurolit Formációként, önálló kőzetrétegtani egységként definiáltak (Raucsik, 2012)(9. ábra). A feltárás jelentőségét aláhúzza az a tény, hogy ez a világszerte ismert alsó toarci feketepalák mecseki képviselője, így a kora toarci környezeti krízis és másodrendű kihalási esemény (az ún. “Toarcian Oceanic Anoxic Event”) dokumentuma. Nem véletlen, hogy az utóbbi évtizedekben – összhangban a nemzetközi törekvésekkel – elsősorban az őskörnyezeti változások kutatásával foglalkozó szakemberek célképződménye.

A bitumenes agyagmárga egy lemezesen papírvékonyaságúra széteső és egy legfeljebb 1–2 cm-es vastagságú rétegeket alkotó változatban figyelhető meg. Az egyes lemezek felszínén általánosak a csillámpikkelyek, helyenként a limonitosodott framboidális piritsomók (10. ábra). Néhány szintben éles, eróziós határral települő, kovásodott krinoideás homokkő rétegek figyelhetők meg, melyek kiemelkedőek, néhol keresztlemezesek, vékonycsiszolatban normál gradációt mutatnak. A feketepala közvetlen fedője a fekével azonos kifejlődésű rétegsor, tehát vékonyréteges foltos márga és pados foltos mészmárga, agyagos mészkő váltakozásából áll, néhány vékony kovás homokkő betelepüléssel. A vízmosás magasabb részén az



**9. ábra** – A Rékavölgyi Aleurolit Formáció feketepalájának típusfeltárása bitumenes, lemezes agyagmárgával és közbetelepülő, kiemelkedő homokkőpadokkal. A kalapács hossza 32 cm. Fotó: Varga Andrea

arenit betelepülések elmaradnak és csupán a meszesebb és agyagosabb foltos márga ritmikusan váltakozó rétegpárjaiból felépülő, monoton rétegsorral találkozunk.

A feltárásban található apró–közepes szemcsés, hibrid (azaz karbonátos és sziliciklasztos szemcsékből álló)



**10. ábra** – A Rákavölgyi Aleurolit Formáció bitumenes, lemezes agyagmárgájának makroszkópos megjelenése. A kőzet a felszíni mállás hatására barnás árnyalatú, a lemezek felszíne gazdagon csillámos.

homokkövekben az alapanyagot és a cementet egyaránt mikrites kalcit, limonit és agyagásványok alkotják. A lemezes homokkőben a szemcsék közepesen osztályozottak, a nyúlt szemcsék (pl. muszkovitlemezek, kagyló-, illetve brachiopoda héjtöredékek) az üledékes lemezességnek megfelelően irányítottak. A durvább szemcseméretű, gradált homokkövek rosszul osztályozottak. A vázalkotó szemcsék elsősorban kvarcból, alárendelten kálföldpátból, metamorf kőzettörmelékéből, muszkovitból, kloritosodott biotitból, továbbá terrigén eredetű, szenesedett vagy kovásodott növénymaradványokból állnak. A bioklaszt elemek közül a többnyire néhány tized mm nagyságú echinodermata-vázelemek, továbbá a maximálisan 2 mm hosszú kagyló-, illetve brachiopoda-héjtöredékek az uralkodók. A további vázelemeket a változó mennyiségben, de általánosan megjelenő foraminiferák és ostracodák, valamint a rossz megtartású bryozoa-töredékek és átkristályosodott szivacsstűk képviselik. Gyakorik a bioklasztokban üregkitöltőként, apró framboidális halmazokban, illetve sajátalakú kristályok formájában megjelenő autigén opakásványok, elsősorban pirit (Varga et al., 2009) (11. ábra).

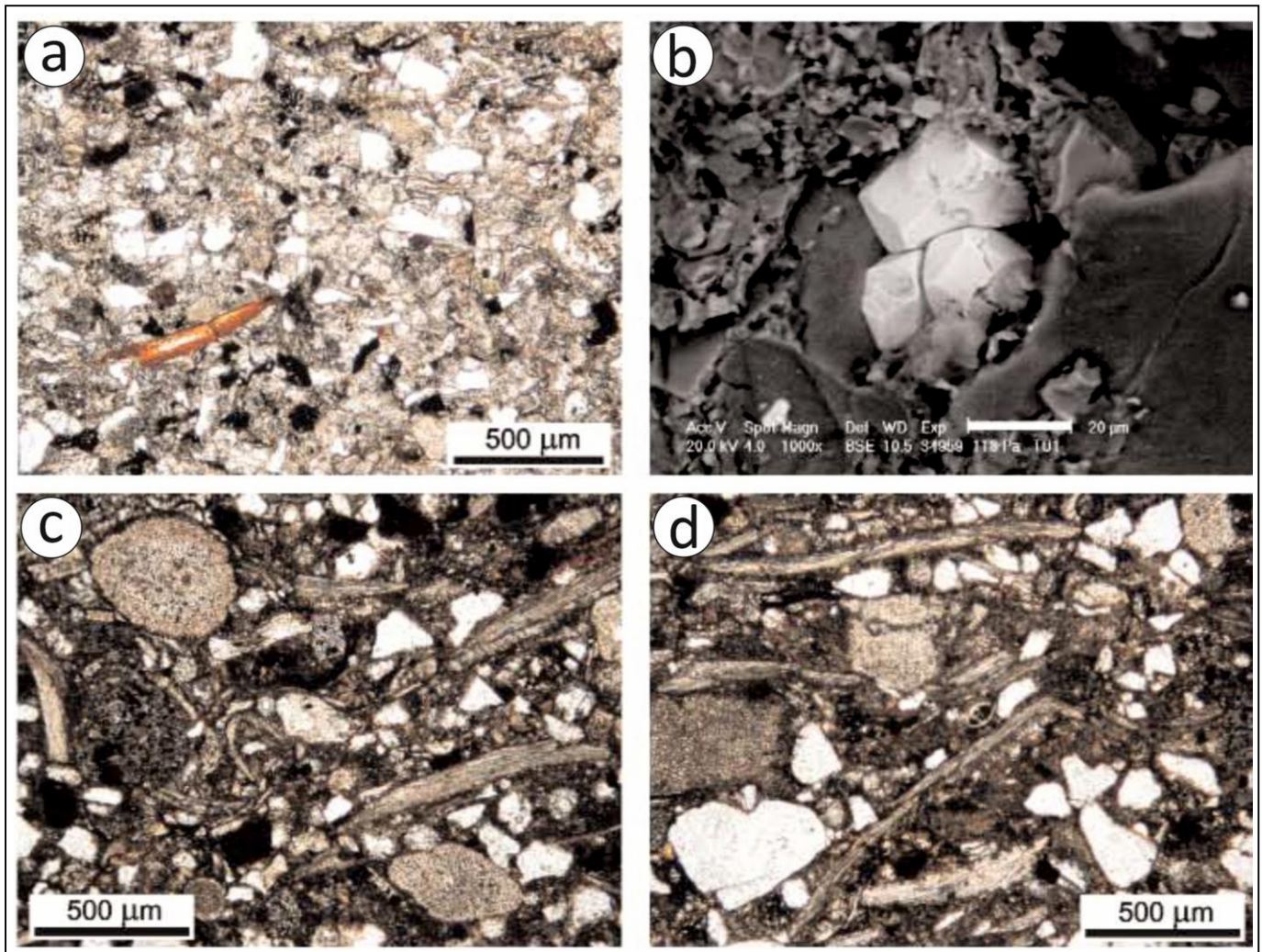
A feketepala egyik legfontosabb kőzettani, geokémiai jellemzője viszonylag nagy szervesanyag-tartalma. Teljes szerves széntartalom ("Total Organic Carbon"; TOC) mérések alapján a laminált kőzettípus átlagosan 6,1 m/m%, a vékonyréteges 2,8 m/m% szerves anyagot tartalmaz (Varga et al., 2007). A kerogén II. típusú, ami kiváló szénhidrogén-genetikai potenciált biztosít a kőzetegyüttesnek (Dulai et al., 1992; Varga et al., 2007). Az összlet ásványos összetételében jelentős mennyiségben előforduló illit/szmektit kevert-szerkezet duzzadó hányada alapján a Réka-völgyben feltárt feketepala összlet felfűtése kb. ~100 °C-ra becsülhető, azaz II.

típusú kerogénje éppen elérhette az ún. "olaj ablakot" (Raucsik & Merényi, 2000).

Varga és társai (2009) részletes mikromineralógiai vizsgálatai alapján a formáció hibrid arenitjeinek nehézasvány-tartalma <1%, az átlátszó nehézasványok között a cirkon, a turmalin és az apatit mennyisége a meghatározó. A cirkonkristályok változatos megjelenésűek; színtelen, sajátalakú, koptatatlan szemcsék és kristálytöredékek, zárványdús kristályok, illetve közepesen koptatott szemcsék egyaránt előfordulnak. Uralkodó a sajátalakú, zavaros rózsaszínű, gyakran zónás, kerekített, olykor „rostos” felszínű idősebb magot tartalmazó cirkonszemcsék mennyisége. A homogén belső szerkezetű turmalinszemcsék között nagyméretű, prizmás, rózsásbarna–zöldes pleokroizmusú („magmás”), illetve kisméretű, színtelen–barnás pleokroizmusú, szerves zárványokat tartalmazó, metamorf eredetre utaló szemcsék is előfordulnak. Alárendelten rutil, gránát és sztaurolit is megjelenik (12. ábra). A nehézasvány-társaság ásványkémiai összetételének értelmezése alapján a képződmény terrigén komponense érett, felzikus kontinentális kéreg eróziójából származik, a lehordási terület felépítésében elsősorban kis- és közepesfokú parametamorfitek, valamint granitoidok vehettek részt. A releváns földtani adatok értelmezése alapján feltételezhető, hogy a sziliciklasztos törmelékanyag jelen orientáció szerint délies irányból, a Görccsönyi-hátság, illetve egy ahhoz hasonló összetételű terület eróziójából érkezhettek az üledékgyűjtőbe.

Ami az őslénytani vonatkozásokat illeti, a feketepala szint első részletes jellemzése Galác (1991), valamint Dulai és társai (1992) nevéhez fűződik, újabban pedig Kovács és társai (2023) közöltek részletes ammonitesz-rétegtani feldolgozást.





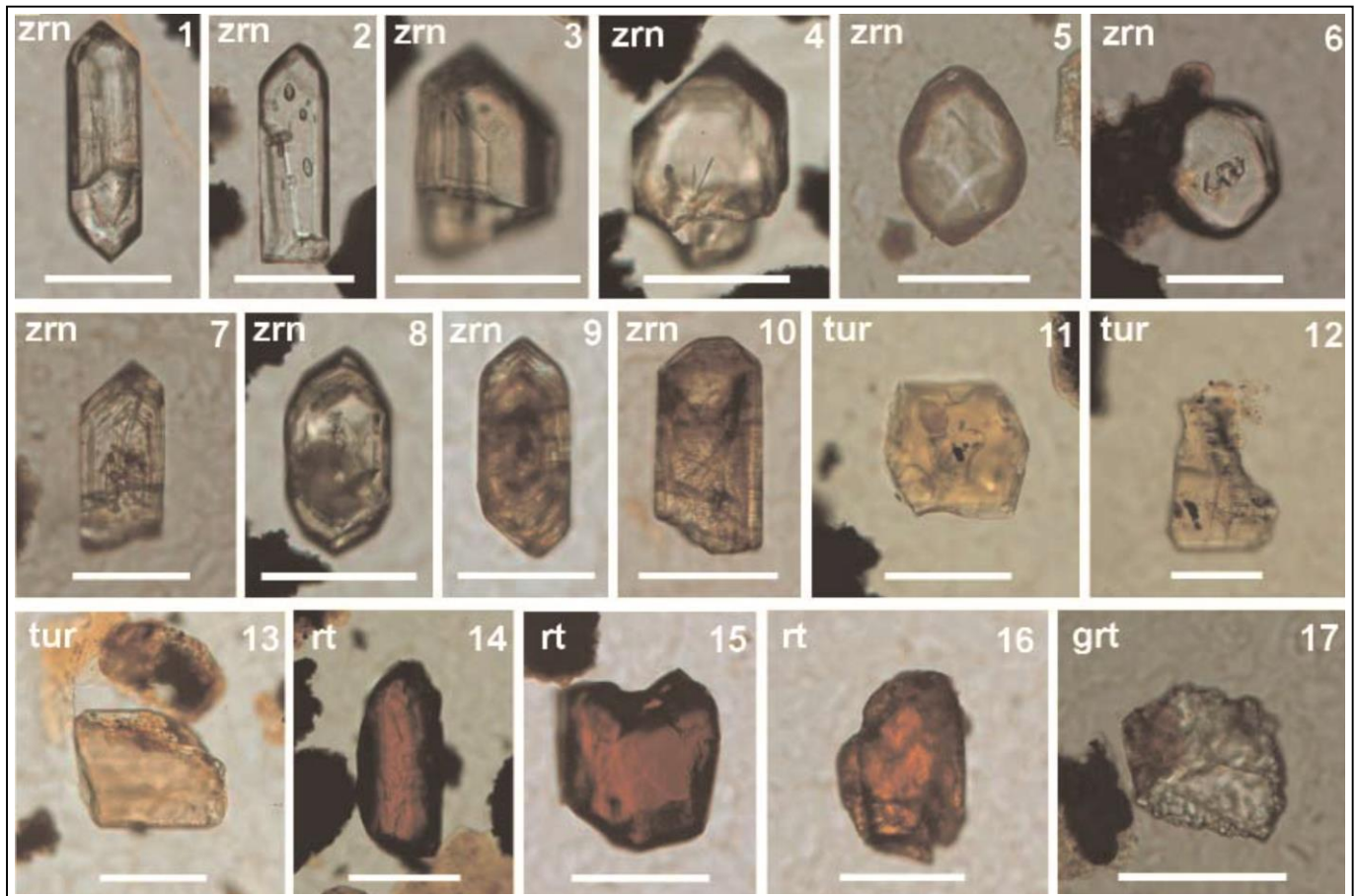
**11. ábra** – A Rákavölgyi Aleurolit Formáció hibrid arenitjeinek mikropetrográfiai jellemzői Varga és társai (2009) alapján. (a) Finomaprószemcsés hibrid arenit (1N); (b) Pásztázó elektronmikroszkópi (SEM) felvétel diagenetikus pirítkristályokról, visszaszórt elektronkép (BSEI); (c–d) Rosszul osztályozott, középszemcsés hibrid arenit bioklaszt- és törmelékes kvarcsemcsékkel (1N). Fotók: Varga Andrea

Munkáik alapján a makrofossziliák közül az összlet elsősorban kagylókat és ammoniteszeket tartalmaz, amelyek a kora toarci Serpentinum kronozónát jelzik. Közvetlenül a feketepala fölötti rétegekből ugyanerre a zónára utaló, szintjelző ammoniteszek kerültek elő. Gyakoriak a halmaradványok, ezért a „halas pala” elnevezéssel szintén találkozhatunk a szakirodalomban (Dulai et al., 1992; Varga et al., 2007, 2009; Főzy & Szente, 2012). A feketepala fekéjéből szórványosan előforduló felső pliensbachi fossziliákat igazoltak, míg tágabb fedőjében magasabb toarci szinteket jelző ammoniteszeket dokumentáltak (Galács, 1991).

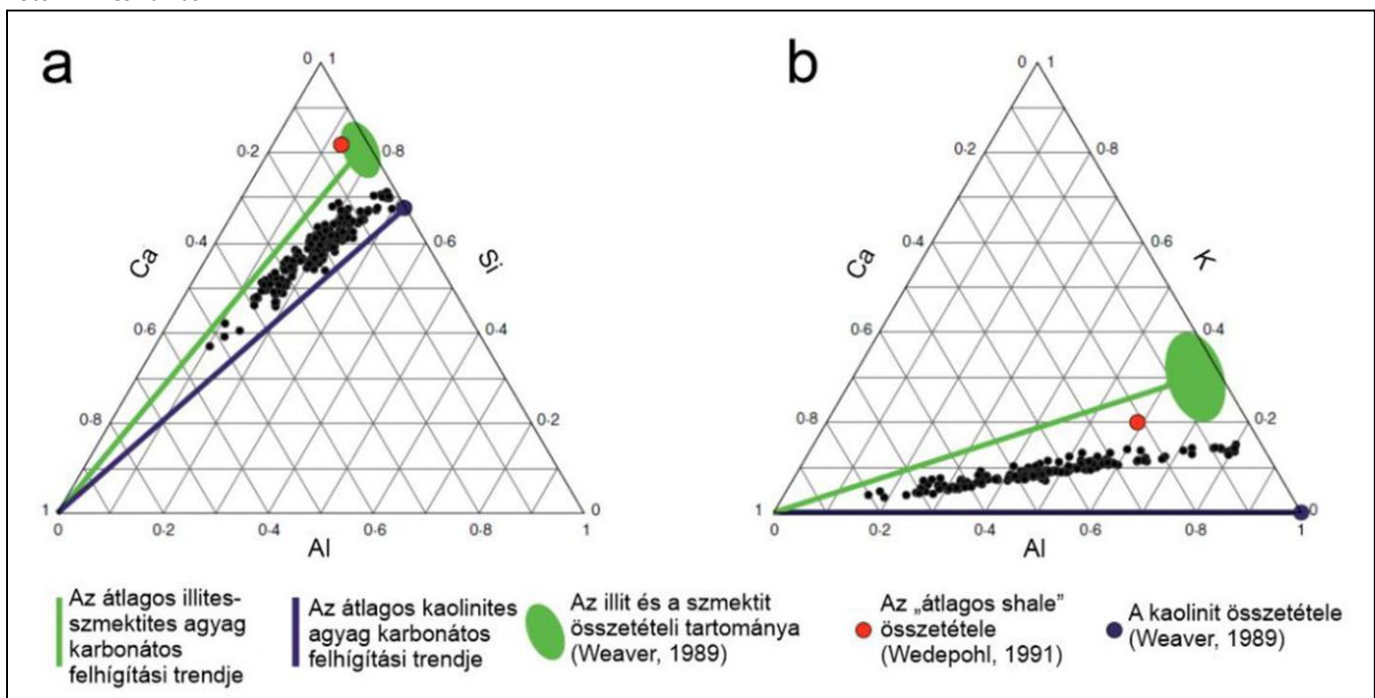
Érdekes földtani következtetésekre jutottak az összlet tanulmányozó mikropaleontológus kollégák. Baranyi és társai (2016) szerint a feketepala fekéje és fedője gazdag dinoflagellata együtteseket tartalmaz, magából a feketepala szintből azonban egyáltalán nem észlelték a normál tengeri képződményekben gyakori mikrofosszília csoportokat, ami felszíni édesvízlenyce kialakulásával és diszoxikus–anoxikus

üledékképződési környezettel magyarázható. A szerves és a mészvázú mikrofossziliák részletes tanulmányozásának eredményeként Baranyi és társai (2016), valamint Müller és társai (2017) pontosították a képződmény korát, ami a toarci eseménnyel való pontosabb korreláció miatt fontos. Lényeges felismerésük továbbá, hogy nyomelem-geokémiai adatok alapján a Rákavölgyi Aleurolit Formáció képződése során a paleoökológiai viszonyok ismétlődő ingadozásai igazolhatók. A feketepala főelem-geokémiai összetétele alapján Al-ban gazdagodott „átlagos shale”-nek tekinthető (13. ábra), ami összhangban van az átlagoshoz képest intenzív kontinentális mállásra utaló agyagásványtani megfigyelésekkel, ugyanis a feketepala a közvetlen feké- és fedőképződményekhez viszonyítva nagy kaolinit-tartalmú. Ráadásul a kontinentális hidrolízis intenzitásának számszerűsítésére használt kaolinit/illit arány három szintben kiugróan nagy értéket (kaolinit/illit  $\geq 2$ ) mutat (14. ábra; Raucsik & Varga, 2008a és b).





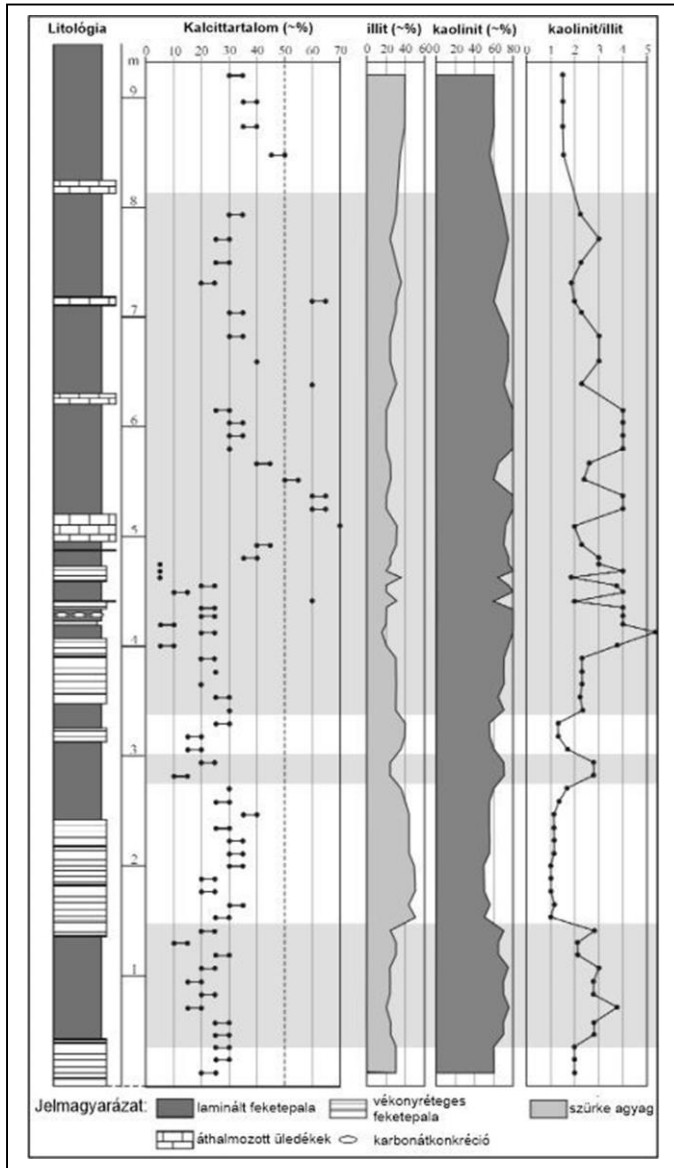
**12. ábra** – Nehézásványok a Rékavölgyi Aleurolit Formáció hibrid arenit mintáiból (átesőfényes mikroszkópi képek, immerzió,  $n=1,66$ ; a skála 100  $\mu\text{m}$ -nek felel meg), Varga és társai (2009) alapján. Cirkon (zrn): 1, 3, 4 – sajátalakú szemcse, 2 – zárványdús sajátalakú szemcse, 5, 6 – szemcse kissé lekerekített éllel, 7–10 – rózsaszínű cirkon oszcillációs zónákkal; turmalin (tur): 11, 12 – sajátalakú, prizmás termetű szemcse zárványokkal, 13 – ép, sajátalakú szemcse; rutil (rt): 14, 15 – vörösbarna szemcse, 16 – narancssárga szemcse; 17 – gránát (grt). Fotók: Mikes Tamás



**13. ábra** – A Rékavölgyi Aleurolit Formáció feketepalájának Al–Si–Ca (a) és Al–K–Ca (b) háromszögdiagramja Müller és társai (2007) alapján, módosítva.

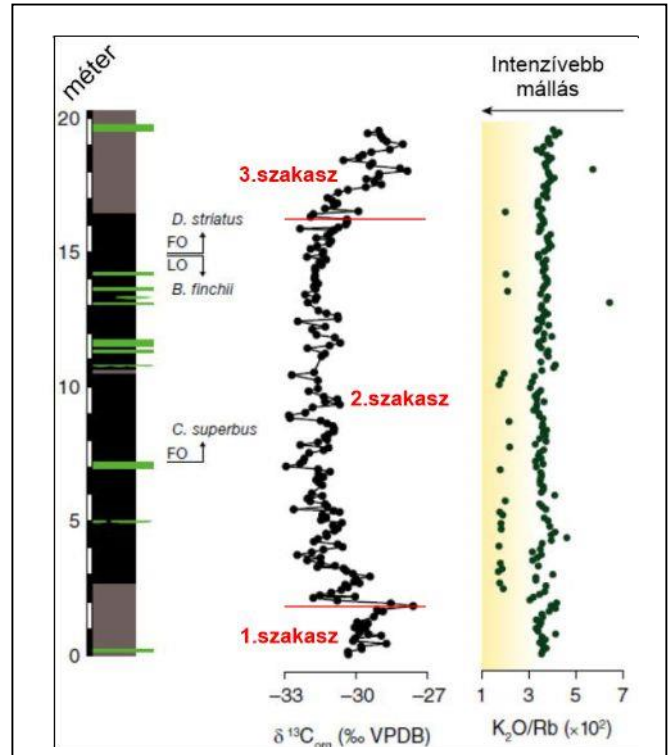
Müller és társai (2017) végezték el a szelvény első nagy felbontású izotóp- és ciklussztratiográfiai feldolgozását. A  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  értékek -32,9 és -27,6‰ között ingadoznak. A görbe

lefutása íjszerű, paramétereit alapján három intervallum különíthető el. A fő negatív izotópos kitérés eléri a -5,3%-et. A feketepala lerakódása a második izotóprétegtani



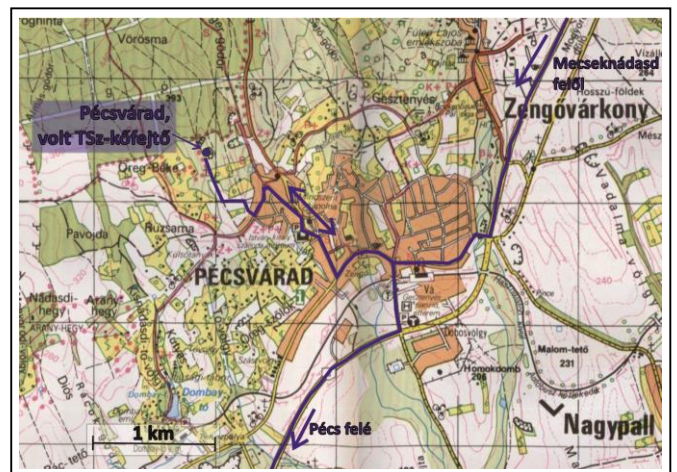
14. ábra – Az alsó toarci feketepala réka-völgyi szelvényének közzétípusai, félmennyiségi kalcittartalma és agyagásvány összetétele. A három nagy (uralkodóan >2) kaolinit/illit arányú szintet világosszürke sávok jelölik (Raucsik & Varga, 2008b alapján, módosítva).

szakaszban történt, melyre ciklikusan ingadozó negatív értékek a jellemzőek, és a negatív izotópos kitérés lecsengésének megindulása nagyjából megegyezik a feketepala képződésének befejeződésével. A kémiai mállás intenzitását számszerűsítő  $K_2O/Rb$  hányados kiugróan kicsi értékei szintén ebben az intervallumban találhatóak (15. ábra). Az izotópgéokémiai paraméterek ciklussztratigráfiai értékelése alapján a fő negatív izotópos kitéréssel jellemzett szakaszon belül 10 egyedi ciklus definiálható, de ezek asztrokronológiai értelmezése nem adott egyértelmű eredményt. Attól függően, hogy a Föld pályaelem-változásai közül melyik határozta meg a ciklicitást, a negatív szénizotóp-anómália időtartama 200 ezer, 350 ezer, vagy 1 millió év lehetett.



15. ábra – A szervesanyag stabil szénizotópos összetétele és a  $K_2O/Rb$  arány szelvénymenti eloszlása a Rákavölgyi Aleurolit Formáció réka-völgyi típuszelvényében Müller és társai (2017) alapján, módosítva. A kőzetoszlopban a feketepala rétegeket fekete, a foltos márga rétegeket szürke, a turbidit eredetű hibrid arenit rétegeket zöld szín jelöli. Rövidítések: FO: „first occurrence” – első megjelenés; LO: „last occurrence” – utolsó megjelenés

A feltárás megtekintését követően az erdészeti műúton visszatérünk a 6-os főútvonalra, hogy továbbmenjünk Pécs irányába, Pécsvárad kisvárosáig. A városkán keresztül elhaladunk a pécsvárad várá (jelenleg szálloda) mellett a Petőfi utcáig, ahonnan mintegy 500 métert gyalogolva ÉNy felé, elérjük következő állomásunkat, a felhagyott TSz-kőfejtőt (16. ábra).



16. ábra – A pécsvárad volt TSz-kőfejtő helyszínrajza



## 2.2. 2. megállóhely: Pécsvárad, volt TSz-kőfejtő

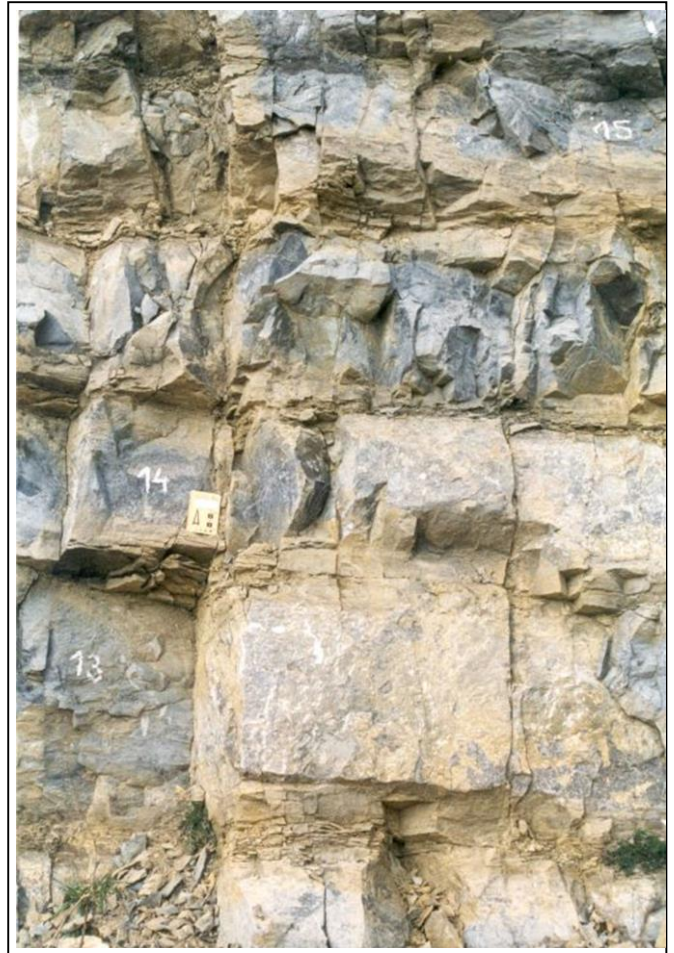
A rétegtanban Hosszúhetényi Mészmárga Formációnak nevezett képződmény 350–700 m vastag, dominánsan szürke, foltos (gyakran kőzetlisztes) márgából és mészkőből épül fel, krinoideás homokkő és mészkő, valamint meszes aleurolit betelepülésekkel. Makrofaunája meglehetősen szegényes, ammoniteszekből, belemniteszekből, brachiopodákból és kagylókból áll, mikrofaunájára a kőzetalkotó mennyiségben fellépő szivacsstűk, echinodermata törmelék és foraminiferák a jellemzők (Vadász, 1935; Hetényi, 1966). Ammonitesz együttese alapján a formáció képződése a késő sinemuri–kora pliensbachi intervallumban történt (Vadász, 1935; Forgó et al., 1966). Üledékföldtani bélyegei és ősmaradványai alapján sekély szublitorális–sekély batiális tengermedencében halmozódott fel, a betelepülő krinoideás kalkarenit rétegek viharüledékként értelmezhetők (Némedi Varga, 1998).

A hazai viszonyok közt nagynak számító, pécsváradi felhagyott kőfejtőben a Hosszúhetényi Mészmárga Formáció nem típusos kifejlődését tanulmányozhatjuk. A sötétszürke–fekete, masszív, pados rétegzést mutató, monoton bioturbált mészmárga és agyagos mészkő rétegsor észak felé dőlő rétegeket alkot, amelyek helyenként redőztek (17. ábra). Általában kagylós, vagy egyenetlenül kagylós törésű, kalapácsütésre bitumenszagú képződmény, amely szedimentológiai bélyegei alapján kis energiájú közegben halmozódott fel (18. ábra). A feltárásban tanulmányozható rétegek kora néhány brachiopoda fosszília alapján bizonytalanul alsó pliensbachi (Hámor et al., 1967).

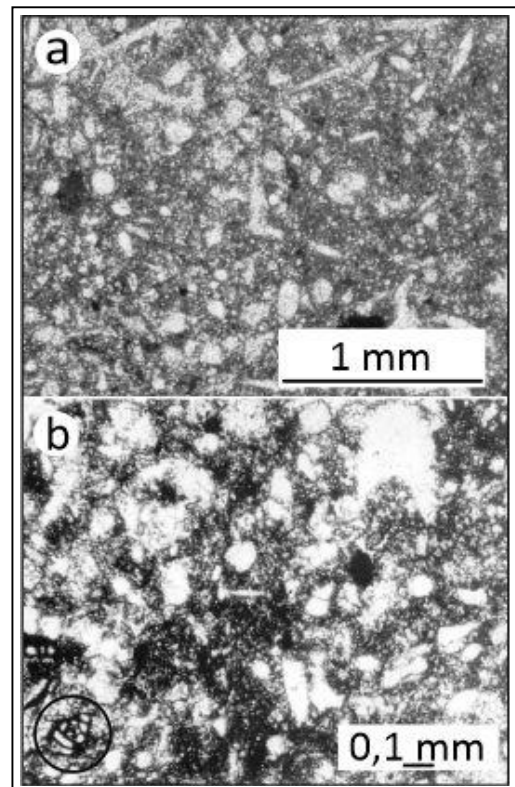


17. ábra – A pécsváradi, volt TSz-kőfejtő keleti fala. A képen látható személy 168 cm magas. Fotó: Varga Andrea

Vékonycsiszolatban packstone szövetű biomikrit–biomikropátit a karakteres szöveti típus, amelynek uralkodó elemei átkristályosodott szivacsstűk, echinodermata törmelék és agglutinált foraminiferák. Vékonyhéjú kagylók és brachiopoda bioklasztkok alárendeltek. A terrigén elegyrészek



18. ábra – A Hosszúhetényi Mészmárga Formáció pécsváradi kifejlődésének tipikus makroszkópos megjelenése. Fotó: Varga Andrea



19. ábra – A Hosszúhetényi Mészmárga Formáció pécsváradi kifejlődésének tipikus mikropetrográfiai képe. (a) Bioturbált szivacsstűs biomikropátit; (b) Echinodermatás szivacsstűs biomikropátit agglutinált foraminiferával (fekete kör). Fotók: Varga Andrea

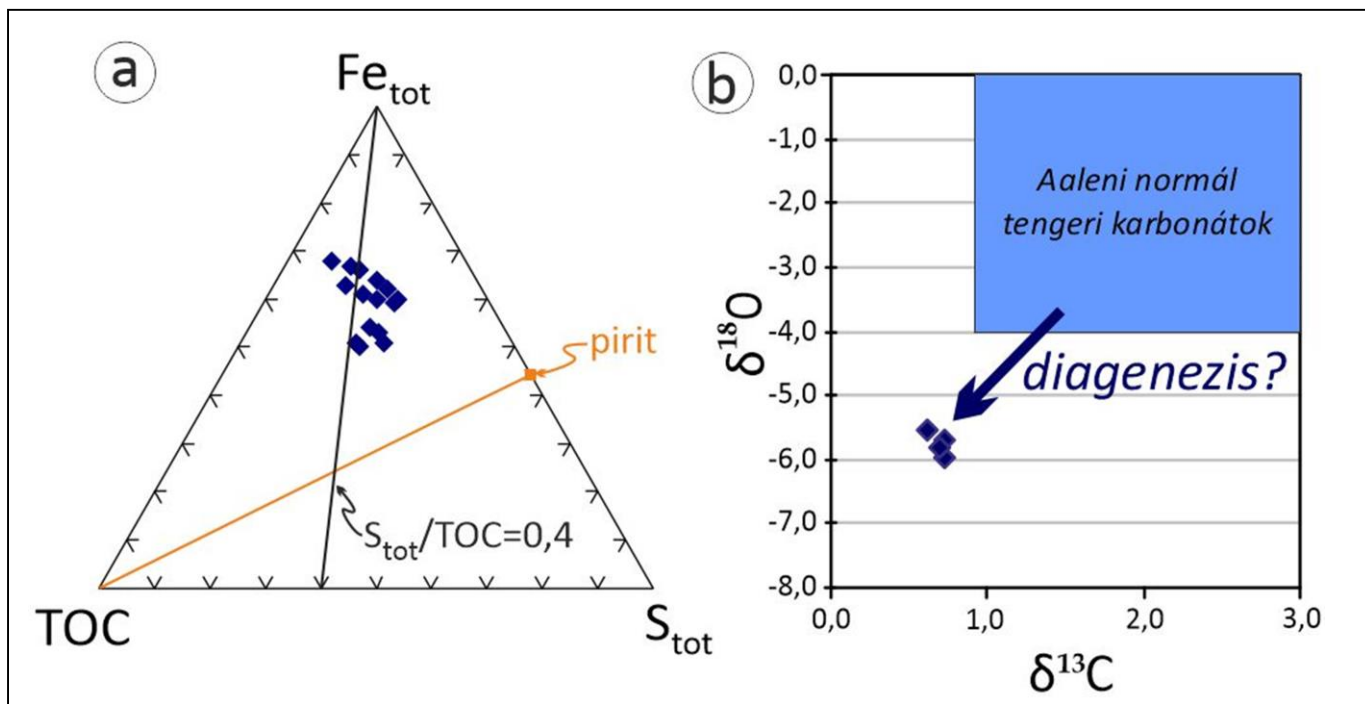
közül említésre méltóak a kőzetliszt szemcseméretű, alig koptatott kvarc, valamint muszkovit szemcsék. A szinte teljes üledékre kiterjedő bioturbáció a kőzet mikrofáciájában is észlelhető (19. ábra).

Agyagásványos összetételére az illit és a kaolinit dominanciája mellett kevesebb kevert szerkezetű illit/szmektit a jellemző. Utóbbi duzzadóképesége 30–40%, a közberétegzés S=1 és S=2 típusú, ami körülbelül 130°C-os felfűtést jelez a diagenetikus zónán belül (Raucsik & Merényi, 2000). A sötétszürke, kalapácsütésre bitumenszagú kőzet TOC-ben kifejezett szervesanyag-tartalma Rock Eval pirolízis mérések alapján eléri a 0,6 m/m%-ot, kerogénje átmeneti II–III. típusú, azaz számottevő arányban tartalmaz magasabbrendű növényi eredetű anyagot. Az agyagásványok alapján becsülhető ~130°C-os diagenetikus felfűtés alapján a kerogén érett, szerves anyaga a betemetődés során elérte az olajablakot. Ezt támasztják alá a márga diszperz szerves anyagán végzett vitrinitreflexió mérések, amelyek Ro%=0,69–0,79 közötti értékeket adtak (Lukoczki et al., 2012).

A Fe–TOC–S reláció alapján a kén fixációja a normál tengeri üledékes rendszerekre jellemző paraméterek között zajlott, azaz legfeljebb ideiglenesen csökkent oxigénellátottság feltételezhető az üledékképződés és a korai diagenézis során (20.a ábra). A teljes kőzet karbonátanyagának stabil szénizotópos összetétele 0,6–0,7% között, míg stabil oxigénizotópos összetétele -5,6–-6,0%

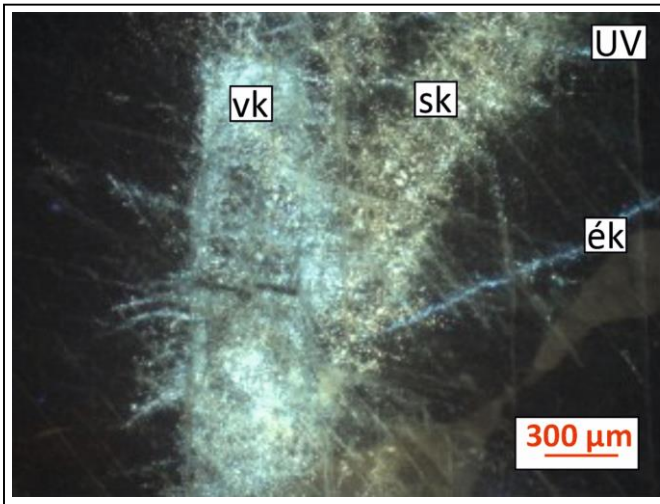
között ingadozik, ami a karbonátanyag diagenézise során (a betemetődéssel megemelkedett hőmérséklet mellett) végbement átkristályosodással magyarázható (20.b ábra Raucsik et al., 2002).

A kőfejtő külön érdekessége, hogy feltárás-szerte megfigyelhetők a rétegeket harántoló, esetenként a réteglapokkal közel párhuzamos, különböző vastagságú és eltérő szövetű, mikroszerkezetű, kalcittal cementált törések. Az erek makroszkópos színe a fehértől a sötétbarnáig változik és kalapácsütésre gyakran – a mellékkőzethez hasonlóan – intenzív bitumenszagot árasztanak. A metsződési viszonyok alapján egyes kalciterek relatív kora egyértelműen beazonosítható. Az UV epifluoreszcens mikroszkópi vizsgálatok igazolták, hogy a bitumenszagot a kalciterekben csapdázódott, szénhidrogén-tartalmú fluidumzárványokból felszabaduló illó komponensek okozzák. Ezen fluidumzárvány-együttesek a – petrográfiai bizonyítékok alapján – korábban kivált kalciterek megrepedése, majd újbóli behegedése során, a repedésrendszerben jelen volt kőolajat csapdázva alakultak ki, azaz másodlagos genetikájúak. A szénhidrogén-tartalmú zárványok jellemzően háromféle fluoreszcens szint (élénkkek, világoskék, sárgáskék) mutatnak, ami az egyes típusok eltérő anyakőzetét és/vagy érettségét is felveti (21. ábra). A zárványegyüttesek másodlagos genetikájával magyarázható az a megfigyelés is, hogy a különböző színű fluidumzárványok lényegében mindegyik értípusban előfordulnak. A



**20. ábra** – A Hosszúhetényi Mész márga Formáció pécsváradi kifejlődésének fontosabb szeretlen geokémiai jellemzői Raucsik és társai (2002) alapján, módosítva. (a) A Fe–TOC–S reláció háromszögdiagramja (Dean & Arthur, 1989); (b) A kőzet stabil szén- és oxigénizotópos összetétele az aaleni normál tengeri karbonátokéhoz viszonyítva (kék téglalap, Floquet és társai, 2012 alapján)

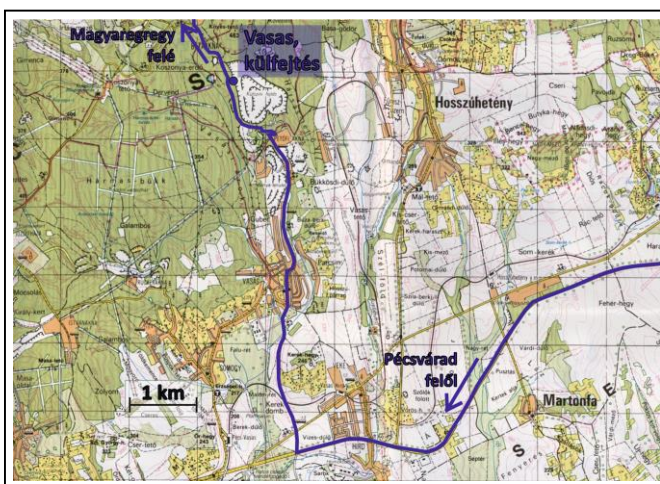




**21. ábra** – Az éralkotó kalcitban csapdázódott, eltérő színű fluoreszcenciát mutató, másodlagos genetikájú, szénhidrogén-tartalmú fluidumzárvány-együttesek Lukoczi és társai (2012) alapján, módosítva. Rövidítések: vk – világoskék; sk – sárgáskék; ék – élénkkék. Fotó: Lukoczi Georgina

szénhidrogén- és az azokkal kogenetikus vizes fluidumzárványok homogenizációs hőmérsékletei széles tartományban szórnak és 65–95°C közötti bezáródási hőmérsékletet sejtetnek (Lukoczi et al., 2012).

A pécsvárad kőfejtő megtekintését befejezve visszatérünk a 6-os főúthoz és folytatjuk utunkat Pécs felé. Néhány kilométer múlva elérkezünk a vasasi elágazáshoz, amire rákanyarodunk és észak felé haladva keresztezzük a települést a Komló felé vezető főútcán. A falu utolsó házait elhagyva, mintegy másfél kilométer múlva mellőzzük a felhagyott külfejtés őrzött bejáratát, majd újabb kb. 500 m után elérjük azt a pontot, ahol pillantást vehetünk a – napjainkban sajnos nem látogatható – vasasi külfejtésre (22. ábra).



**22. ábra** – A vasasi külfejtés helyszínrajza

### 2.3. 3. megálló: Vasas, külfejtés

A felhagyott vasasi külfejtés (23. ábra) a térségben kb. 700 m vastagságban ismert Mecseki Kőszén Formáció mintegy 250–

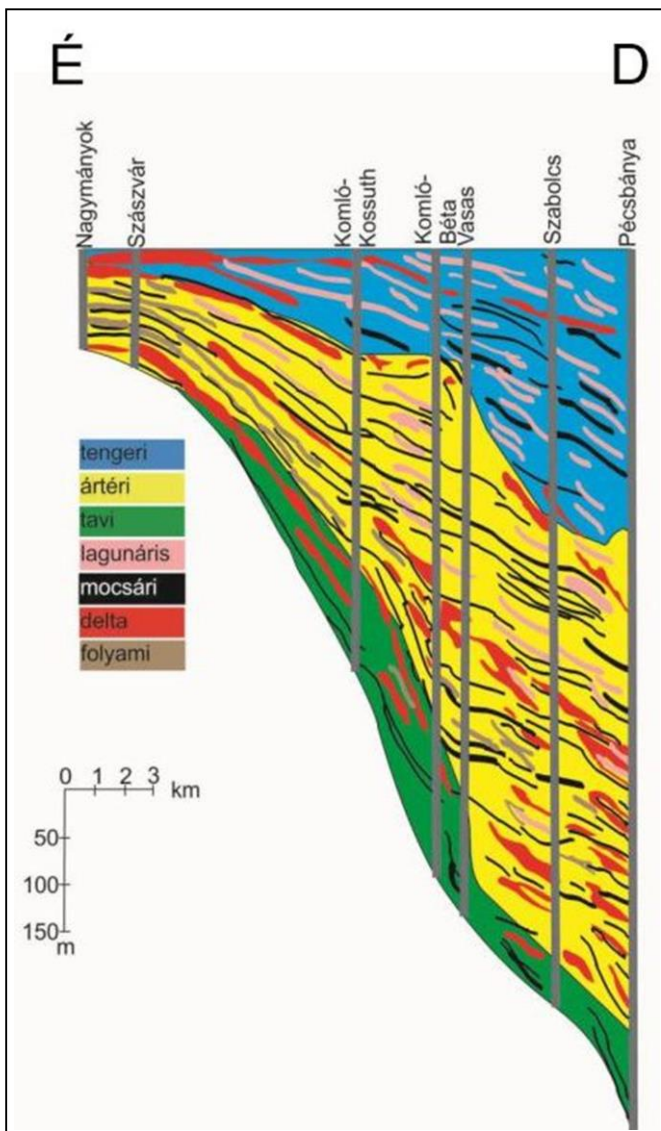
300 m vastag szakaszát tárja fel. A képződmény és a feltárás következő leírása alapvetően Szente (2012) munkáján alapul.

A formációt döntően a legkülönbözőbb szemcseméretű törmelékes üledékes kőzetek építik fel, amelyek közbetelepülő feketekőszén, továbbá tufa és tufit szinteket tartalmaznak. A karbonátkőzetek (márga, mészkő és sziderit) alárendeltek, közülük érdekesek a bioklasztok (főleg kagylók) tömeges felhalmozódásából álló, akár 1 m vastag mészkőpadok. A homokkövek legtöbbször világos–középszürke színűek, általában földpátgazdagok, tehát petrográfiailag arkózák és szubarkózák. A szemcseméret csökkenésével a kőzetek általában sötétebb tónusúak (akár feketék), gyakran lemezes megjelenésűek, jelentős szervesanyag-tartalommal, magasabbrendű növények szénült maradványaival, amelyek elsősorban a réteglemezeken észlelhetők (bár esetenként a homokkövek is tartalmaznak makroszkóposan észlelhető növénymaradványokat). Gyakorik az akár több mm átmérőjű piritzemcsék (akár repedéskitöltő cementként), illetve a felszíni oxidatív mállás hatására a piritből kialakuló szulfátásványok. A feketekőszén túlnyomóan fényes, kagylós törésű, sokszor rétegzett, helyenként kvarccal és karbonáttal kitöltött vékony töréseket, esetleg pirit, vagy sziderit anyagú konkréciákat tartalmaz. A műrevaló (0,5 m-nél vastagabb) feketekőszénrétegek száma a formáció előfordulási területén 10 és 39 között változik (Némedi Varga, 1998).

A képződmény három, hagyományosan alsó, középső és felső telepcsoportnak nevezett szakaszra osztható. Ezeket kőzettanilag viszonylag egyértelműen elkülöníthető kőzetegyüttesek választják el egymástól: az alsó és a középső szint határa egy jól osztályozott, szürke kvarchomokkő és zöldesszürke aleurolit váltakozásából álló rétegcsoport, míg a középső és a felső szintet egy világosszürke színű, közép szemcsés, gyakran krinoideás kvarchomokkő és erősen bioturbált, masszív agyagkőből álló összlet választja el („fölső, telepmentes vezetőrétegcsoport”; Nagy, 1969). A formációt alkotó kőzetek többnyire viszonylag kis laterális kiterjedésűek, kivéve a tufa–tufit szinteket, amelyek több km hosszan követhetők. Vastagságeloszlása szélsőséges; míg Pécs környékén eléri az 1200 métert, addig Keleti-Mecsek északi részén (Nagymányok, Máza térsége) ennek legfeljebb a tizedét. A jelenleg általánosan elfogadott modell szerint ez a geometria hozzávetőlegesen megfelel a riftesedés eredményeként kialakult aszimmetrikus félárok morfológiájának (24. ábra; Nagy, 1969).



23. ábra – A vasasi külféjtés látképe nyugat felől napjainkban (2023. szeptember). Fotó: Schubert Félix



24. ábra – A Mecseki Kőszén Formáció vastagságviszonyai és képződési környezetei (Nagy, 1969 alapján szerkesztette Bodor, 2015)

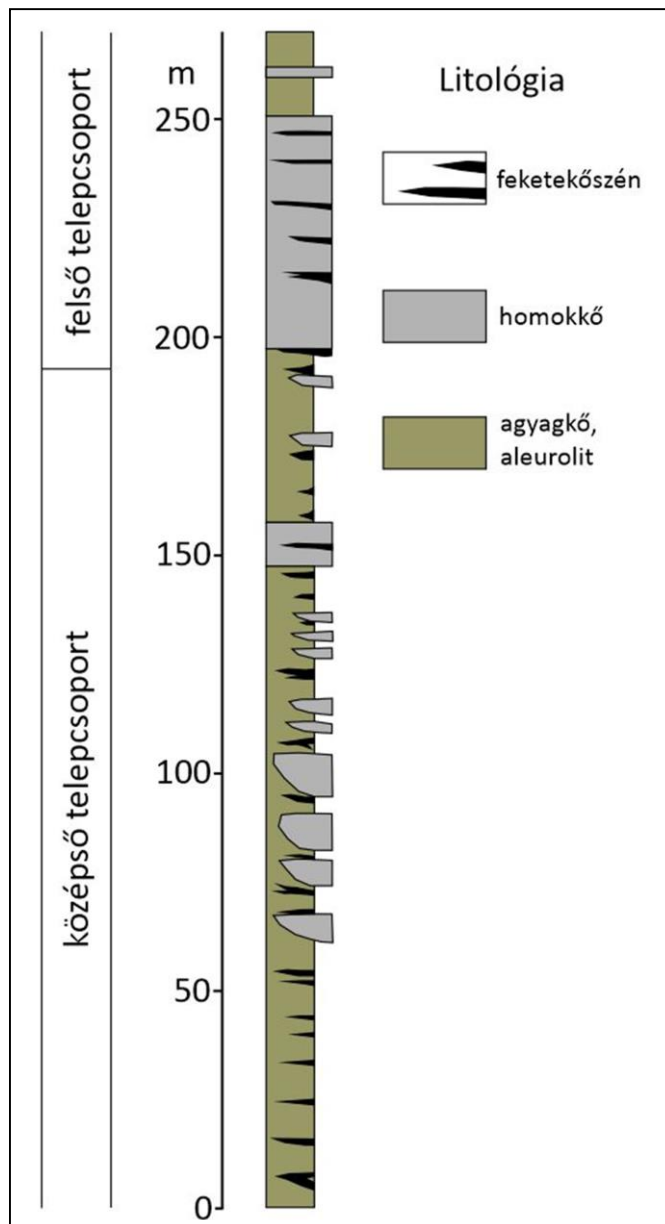
Agyagásványtani összetételére általában az illit és a kaolinit dominanciája jellemző, kevesebb, de számottevő mennyiségű illit/szmektit kevert-szerkezettel, valamint kimutatható mennyiségű klorittal és berthierinnel. Az illit/szmektit kevert-szerkezet mennyisége egyes szelvényekben jelentősebb a kaolinit rovására. Ez az

összetétel a lepusztulási területhez közeli helyzetű, mocsaras üledékképződési környezet redukív viszonyaival, valamint az intenzív kontinentális hidrolízissel (humid szubtrópusi klíma) van összefüggésben (Viczián, 1987, 1995). A kevert szerkezetű illit/szmektit duzzadóképesége 20–30%, a közberétegzés típusa  $S=1$ , ami 130–150 °C-os maximális felfűtést jelezhet (Viczián, 1994). Hasonló térbeli trend figyelhető meg a kaolinit rendezettsége szempontjából is; a Keleti-Mecsek déli területéről származó mintákban rendezettebb ez az agyagásvány. Ez a becslés összhangban van az északról dél felé egyre mélyülő félárkok déli medencerésének mélyebb betemetődésével és nagyobb mértékű diagenetikus felfűtésével.

Ami az ősmaradványtartalmat illeti, a képződmény igen gazdag növényi makro- és mikrofossziliákban. A már említett, akár kőzetalkotó mennyiségben felhalmozódott kagylókon kívül a középső telepcsoport magasabb és a felső telepcsoport alsó részéből ammoniteszeket és echinodermatákat ismerünk. Gyakoriak az ostracodák, phyllopodák, valamint különböző nyomfossziliák (pl. dinoszaurusz-nyomok). A fosszíliaegyüttes alapján a formáció alsó telepcsoportja édesvízi, folyóvízi síkságon (mocsárban) keletkezett. A középső szakasz átmeneti jellegű, nagyon változatos, mind szárazföldi, mind tengeri hatásokat tükröző deltasíksági és mocsári környezetet tükröz. A felső szakasz tengerparti, sekélytengeri, mocsári környezetben halmozódott fel. Ez a transzgresszív jellegű rétegsor arra utal, hogy az üledékképződés csaknem egyensúlyban volt az akkomodációs térnek az intenzív aljzatsüllyedés és az euszatikus tengerszintváltozás által meghatározott növekedésével. A kőzettestek laterális és részben vertikális változékonysága alapvetően medencén belüli eredetű, az egykori deltán érvényesülő autociklikus folyamatokkal magyarázható. Ugyancsak az ősmaradványok (elsősorban növényi mikro- és makrofossziliák, másodsorban ammoniteszek) jóvoltából



ismert a formáció kora, ami a rhaetitől az alsó sinemuriig terjed, a triász és a jura idők határa tehát a formáción belül húzható meg.



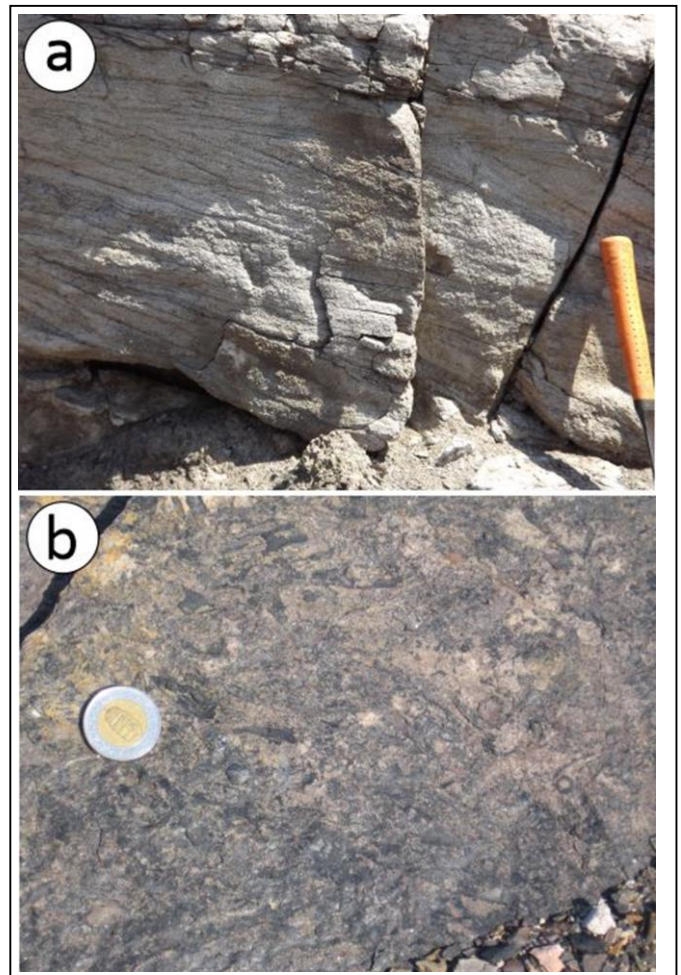
25. ábra – A vasasi külfejtés egyszerűsített kőzetoszlopa Galácz (2008) alapján, módosítva

A külfejtésben a középső telepcsoport felső része és a felső telepcsoport alja, tehát a formáció alsó sinemuri szakasza tanulmányozható (25. ábra). A bánya (mára szinte teljesen feltöltött) alsó és középső szakaszán az egykori delta elosztócsatornáinak és a köztes mocsarak, deltasíksági tavak üledékei jelennek meg. Az elosztócsatornáknban a néhány méteres vastagságú, földpátban gazdag, gyakran keresztlemez homokkővek rakódtak le, míg az üledékgyűjtő kisebb energiájú köztes részeinek üledékképződését a finomszemcsés üledékek és a kőszénrétegek képviselik (26. ábra). Ezekben a pélites rétegekben helyenként az 1 m

vastagságot is elérő kagyló kokvina rétegek találhatóak és itt találták meg a dinoszaurusz (Komlosaurus) lábnyomokat is. A szakasz kagyló- és phyllopoda-faunája brakkvízi és édesvízi



26. ábra – A Mecseki Kőszén Formáció kőzettípusainak (homokkő, agyagkő, sziderites agyagkő, feketekőszén) tipikus terepi megjelenése. A kalapács hossza 28 cm. Fotó: Varga Andrea



27. ábra – Keresztlemez homokkő (a) és szénesezett növénymaradványokat tartalmazó agyagkő (b) a vasasi külfejtésben. A kalapács hossza 28 cm. Fotók: Varga Andrea

viszonyok gyakori váltakozásáról tanúskodik a középső telepcsoport felső részének kialakulásakor. A külfejtés felső, mintegy 50 m vastagságban feltárt része a felső

telepcsoportot tárja fel. Elmaradnak a nagy vastagságú arkózapadok, valamint a kőszéntelepek is, helyüket vályús kereszttrégzést és keresztlemezséget mutató finomszemcsés kvarchomokkövek (27.a ábra), aleurolit- és agyagkőrétegek veszik át, vékony, nem műrevaló kőszén és kőszenes agyagkő szintekkel váltakozva. Ez az összlet egy lagúna és deltafront környezetet képvisel torkolati zátonyokkal. A rétegsorban jellegzetes nyomfossziliák, ritkán ammoniteszek, krinoidea maradványok és szivacsstűk, a pélyes rétegekben szénült növénymaradványok találhatóak (27.b ábra). A gazdag növénymaradvány-társaság delta/lagúna mocsári környezetet jelez. Az összletet több helyen alkáli bazalt telérek harántolják, érintkezésüknél a kőszén természetes eredetű koksszá alakult (28. ábra).

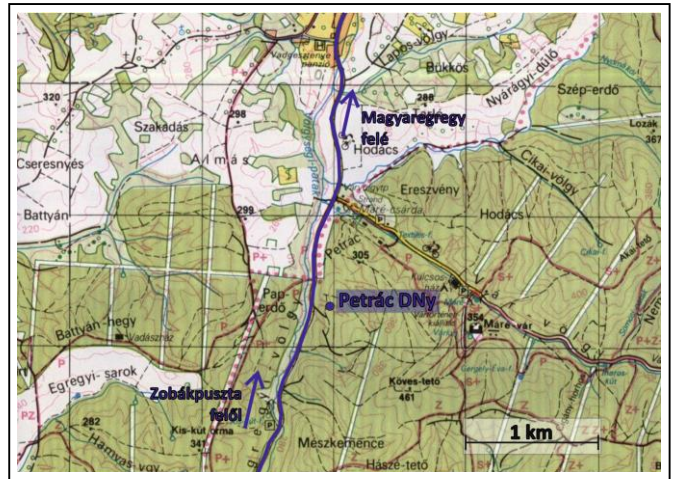


28. ábra – Alsó kréta alkáli bazalt telérek hőhatása által kokszosodott feketekőszén a vasasi külfejtésben. Méretarányként ld. a kalapács fokát a kép felső szélén. Fotó: Varga Andrea

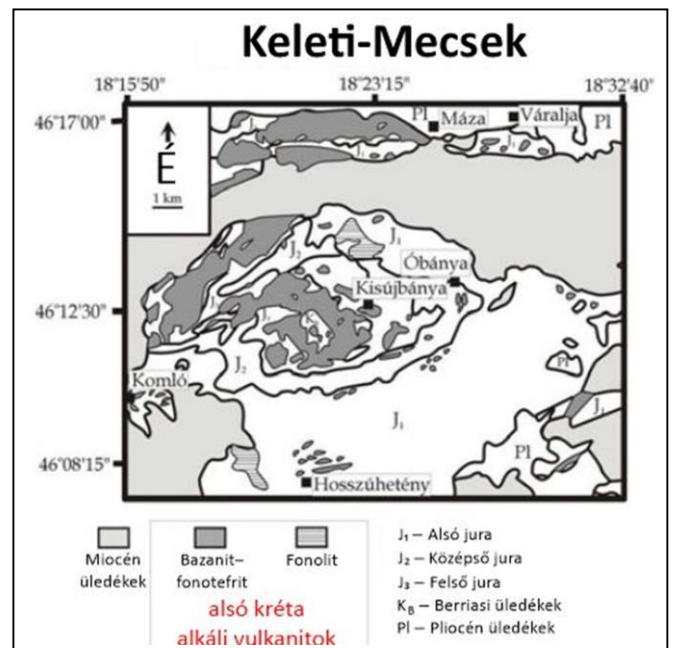
A külfejtésbe való bepillantást követően folytatjuk utunkat észak felé. Elhagyjuk az egykori Bétaakna (jelenleg hulladékfeldolgozóként működő) épületegyüttesét, majd Zobápusztánál ráfordulunk a Magyaregregyen keresztül Bonyhádra vezető, a Völgységi-patak völgyében futó műútra. Ezen mintegy 7 km-t haladva elérjük a Magyaregregytől délre található Petrác nevű hegyet, aminek délnyugati részén fut egy kis K–Ny irányú völgy, ahol rövid sétát követően az alsó kréta vulkanit összlet szép feltárásai tekinthetők meg (29. ábra).

#### 2.4. 4. megálló: Magyaregregy, Petrác DNY

A Keleti-Mecsekben a XIX. sz. vége óta dokumentáltan, viszonylag nagy területen ismertek a rétegtanban Mecsekjános Bazalt Komplexum néven elkülönített felső jura–alsó kréta korú magmás és piroklaszt kőzetek (30. ábra). Az alábbi áttekintés a komplexummal foglalkozó szakcikkekben



29. ábra – A magyaregregyi Petrác-hegy helyszínrajza



30. ábra – Alsó kréta vulkáni képződmények elhelyezkedése a Keleti-Mecsekben (Harangi et al., 2013 alapján, módosítva)

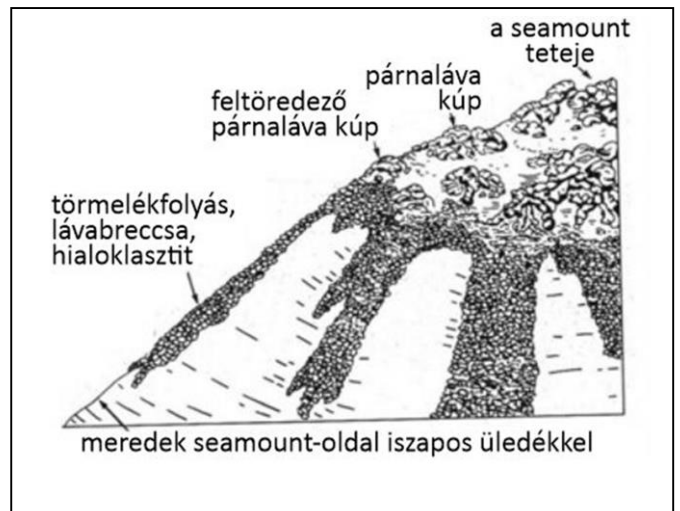
túl Harangi és társai (2013), valamint Harangi (2023) munkáira épül.

A komplexum különböző, tengeralatti vulkáni működéshez kapcsolódó bazaltváltozatokat (alkáli bazalt, ankaramit) és bazanittól fonolitig tartó, szubvulkáni kőzetsorozat képződményeit tartalmazza. A Keleti-Mecsek központi területén az effúzív bazaltokat közel 1 km összvastagságban ismerjük mind párnaláva, mind lávabreccsa formában (31. és 32. ábra; feltételezett genetikai kapcsolatukat a 33. ábra mutatja). Jellemző fenokristályaik a monoklin piroxén és az olivin, továbbá tipikus még a Fe–Ti-oxidok gyakorisága (gyakori mikroszöveti megjelenésüket a 34. és a 35. ábrán mutatjuk be). Nem ritka, hogy a bázikus magmatitok különböző mértékben átalakultak; leggyakrabban karbonátosodás és nontronitosodás jelentkezik. A szubvulkáni kőzetek nagy része fonolit, amely a kétféle földpáton kívül





31. ábra – Alkáli bazalt-lávbrecsca feltárása, Márévári-völgy, alapszelvény. Fotó: Péró Csaba, a kép forrása: Harangi (2023)

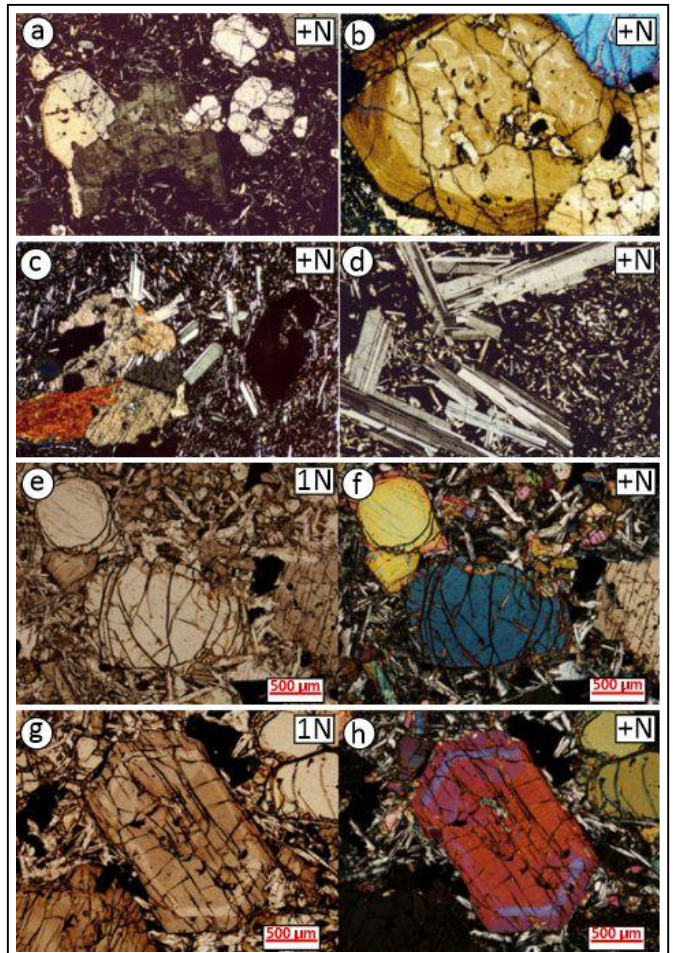


33. ábra – A Keleti-Mecsek alsó kréta tenger alatti lávaképződmények keletkezésének rekonstrukciója Harangi és társai (2013) alapján, módosítva.



32. ábra – Alkáli bazalt párnaláva a Petrác DNy-i feltárásban. Fotó: Schubert Félix

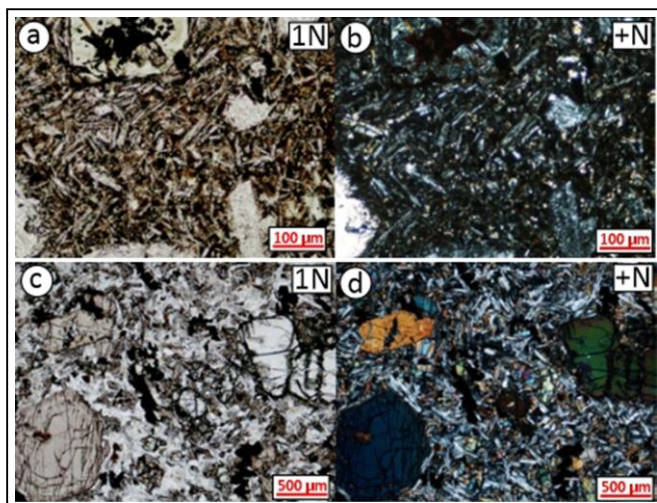
alkáli piroxéneket, földpátpótlókat és analcimit tartalmaz. Emellett megjelenik bazanit, bazanitos és tefrofonolit is. Ezekben a monoklin piroxének (ferrodiopszidtól az egirinaugitig tartó összetétellel) mellett több-kevesebb



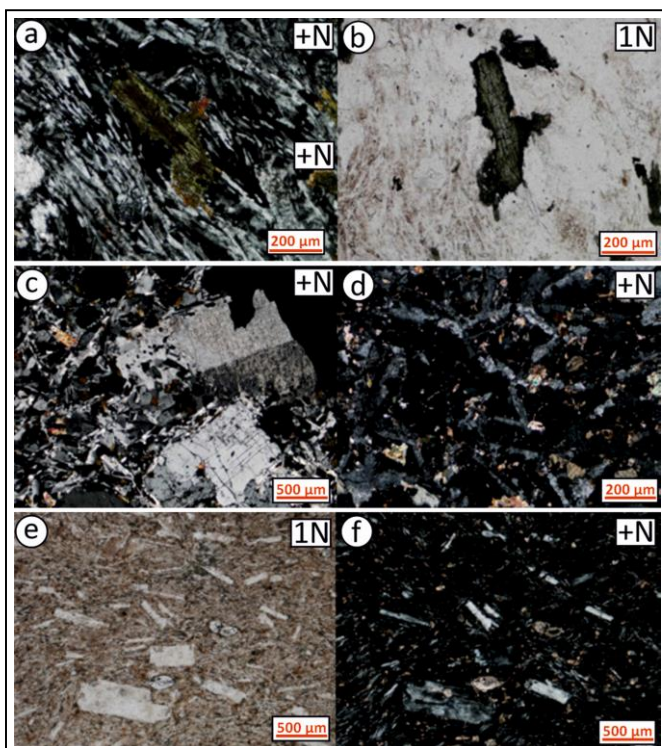
34. ábra – A Mecsekjános Bazalt Komplexum jellemző bazaltváltozatainak tipikus lényeges elegyrészei Harangi és társai (2013) alapján, módosítva. (a) és (b) Nagy méretű, sokszor zónás klinopiroxén fenokristályok és kisebb olivin kristályok ankaramitban. A képek alsó oldalának hossza 2,99 mm; (c) Klinopiroxén fenokristály mellett nagy méretű ilmenit mikrofeno-kristály. A kép alsó oldalának hossza 2,99 mm; (d) Plagioklász fenokristályok fejlettebb bazaltban. A kép alsó oldalának hossza 2,99 mm; (e) és (f) Olivinkristályok ankaramitban; (g) és (h) Idiomorf, zónás Ti-augit fenokristály ankaramitban



amfibol (általában kaersutit) és biotit található, a földpátok mellett gyakori az analcim (jellemző mikroszkópi képük a 36. ábrán tanulmányozható).



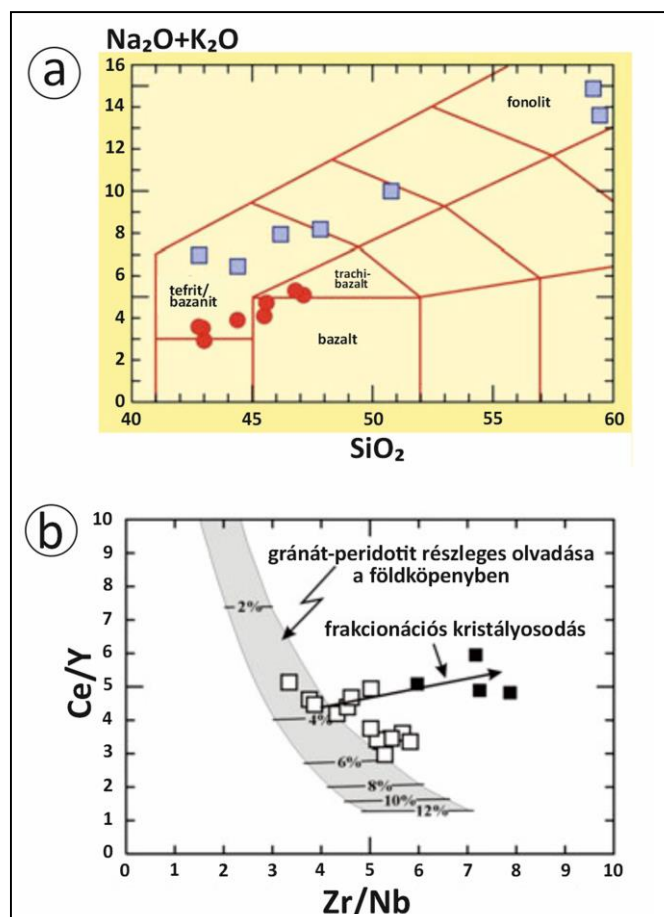
35. ábra – A Mecsekjányosi Bazalt Komplexum jellemző bazaltváltozatainak gyakori mikroszöveti típusai Harangi és társai (2013) alapján, módosítva. (a) és (b) Interszertális szövet bazaltban; (c) és (d) Porfíros intergranuláris szövet bazaltban



36. ábra – A Mecsekjányosi Bazalt Komplexum jellemző fonolitváltozatainak lényeges elegyrészei és gyakori mikroszöveti típusai Harangi és társai (2013) alapján, módosítva. (a) és (b) Egirin fonolitban; (c) és (d) Szanidin fenokristályok fonolitban; (e) és (f) Trachitos szövet irányítottan elhelyezkedő alkáli földpát fenokristályokkal a Szamár-hegyi fonolitban

Telérközétként a Nyugati-Mecsekben és Mórágý-Bátaapáti körzetében is előfordul, fúrásokban Dél-Dunántúlon a Mecsektől keletre és északra, továbbá az Alföldön is viszonylag nagy területen ismert.

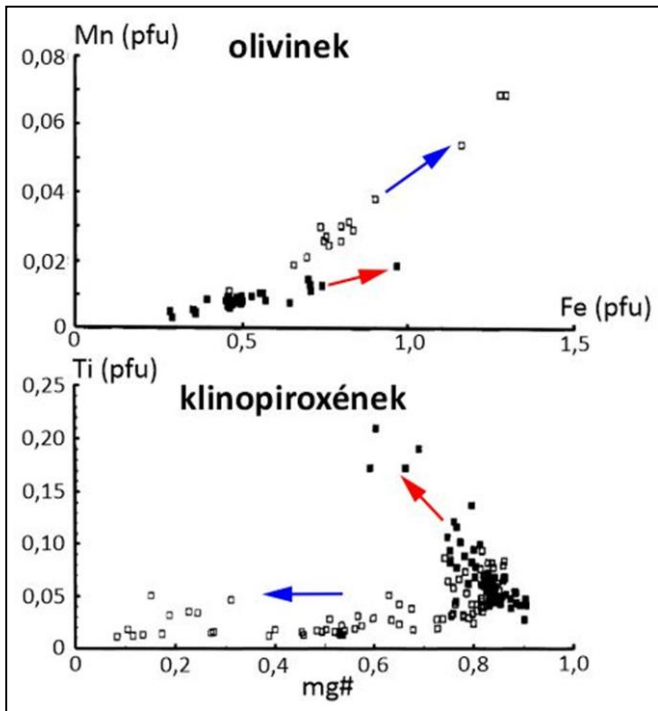
Az öszlet első, részletes K/Ar geokronológiai és ásványkémiai vizsgálatát Harangi és Árváné Sós (1993), teljeskörzet fő- és nyomelemgeokémiai méréseken alapuló petrogenetikai értelmezését pedig Harangi (1994) tette közzé. Eredményeik alátámasztották a magmás tevékenység korábban is feltételezett alsó kréta (100–135 millió év) korát. Megállapították, hogy a differenciált kőzetek (tefrifonolit, fonolit) valamivel fiatalabbak a bazaltoknál, de szintén alsó kréta korúak. Megfigyeléseik alapján arra a következtetésre jutottak, hogy a geokémiai alapon elkülönülő két alsó kréta alkáli kőzetsorozat tagjai egy hasonló (gránát-peridotit) köpenyforrás eltérő mértékű (a Na-bazanitok ~3–4%-os, az ankaramit–alkáli bazalt sorozat tagjai ~5–6%-os) parciális



37. ábra – A Keleti-Mecsek alsó kréta vulkáni képződményeinek legfontosabb fő- és nyomelemgeokémiai paraméterei Harangi és társai (2013) alapján, módosítva. (a) A két kőzetsorozat osztályozása a TAS diagramon. A Na-bazanit–fonolit sorozat tagjait kék négyzet, az ankaramit–alkáli bazalt sorozat tagjait piros kör jelzi; (b) A két kőzetsorozat kialakulásának petrogenetikai modellen alapuló értelmezése. A differenciáltabb alkáli kőzeteket teli négyzetek jelölik

olvadásának és frakcionációjának termékei lehetnek (37. ábra). Ásványkémiai adatok értelmezésével kimutatták, hogy az olivinek, piroxének és Fe-Ti-oxidok esetében két fejlődési trend rajzolódik ki, amelyek különböző összetételű olvadékból és különböző oxigénfugacitáson történt kristályosodásra utalnak (38. ábra). Az ankaramitok és alkáli bazaltok



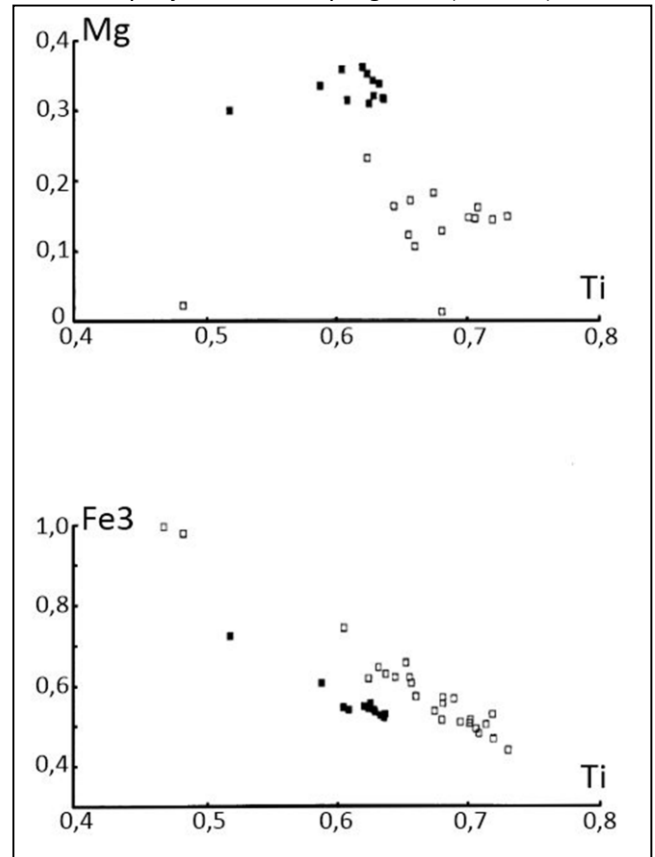


**38. ábra** – Olivin- és klinopiroxén-kristályok ásványkémiai fejlődési trendjei a mecseki alsó kréta alkáli vulkanitokban Harangi (1994) alapján, módosítva. Az ankaramit–alkáli bazalt sorozat tagjait kitöltött négyzetek, a Na-bazanit–fonolit sorozat tagjait üres négyzetek, a kirajzolódó fejlődési trendeket piros, illetve kék nyilak jelölik.

piroxénjeinek kémiai összetétele a Ti-gazdagodás felé mutat; a helyettesítési folyamat a  $[Ca^{2+} + (Mg,Fe)^{2+} + 2Si^{4+}] \rightarrow [Na^+ + Ti^{4+} + Al^{3+} + Si^{4+}]$  összefüggéssel írható le. Az alapanyag piroxénjeinek helyenként igen nagy Ti-tartalma alacsony oxigénfugacitáson való kristályosodást jelez Si-telítetlen, nagy  $TiO_2$ -tartalmú olvadékból (Tracy & Robinson, 1977). Ugyanakkor a Na-sorozat kőzeteiben előforduló piroxének túlnyomó többsége lényegesen nagyobb összetételbeli változékonyságot mutat egyes mintákon, sőt kristályokon belül is. A fejlődési trend nem a Ti beépülése irányába mutat, hanem e piroxénekben az  $Mg^{2+} \rightarrow Fe^{2+}$  helyettesítés után a  $[Ca^{2+} + Mg^{2+} + Fe^{2+} + Mn^{2+}] \rightarrow [Fe^{3+} + Na^+]$  helyettesítés vált dominánssá. Ez a különbség eltérő olvadékösszetétellel és magasabb oxigénfugacitáson történő kristályosodással magyarázható.

A mecseki alsó kréta bázisos vulkanitokra általában jellemző az FeO– $TiO_2$ -gazdagság, aminek jelentős része az igen gyakori Fe-Ti oxidokból származik. Az ankaramitokban homogén Ti-magnetit feno- és mikrofenokristályok fordulnak elő, az alapanyagban gyakori az ilmenit. Az alkáli bazaltokban ugyanakkor az ilmenit gyakoribb oxidfázis, magnetit többnyire csak mikrofenokristályként és az alapanyagban található. A Na-sorozat bazanitjaiban szintén közönséges elegyrészek az Fe-Ti oxidok, e kőzetekben azonban rendkívül ritka a primer ilmenit. A Ti-magnetit feno- és mikrofenokristályok jelentős

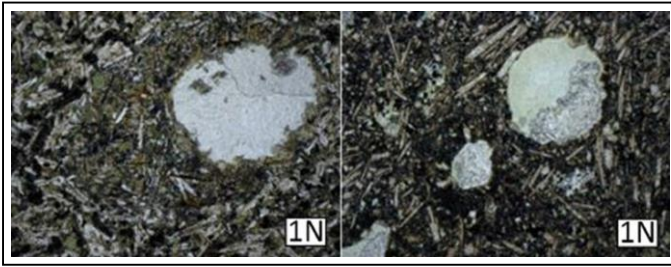
része oxidálódott és utólagos szételegyedést mutat. A Fe-Ti-oxidok ásványkémiai összetételén alapuló oxigénbarometriai számítások szerint az ankaramit és alkáli bazalt minták kialakulása redukzív körülmények mellett történhetett, ami a vizsgált bazaltok felsőköpeny forrásrégiójának redox jellegével magyarázható. A Na-sorozat kőzetei ezzel szemben nagyobb oxigénfugacitáson, illódús környezetben képződtek, amire a Fe-Ti-oxidok összetétele mellett a víz- és OH-tartalmú szilikátásványok jelentős mennyisége utal (39. ábra).



**39. ábra** – A mecseki alsó kréta vulkanitokban előforduló Fe-Ti oxidok geokémiai változása a Ti-tartalom függvényében Harangi és Árváné Sós (1993) alapján. Az ankaramit–alkáli bazalt sorozat tagjait kitöltött négyzetek, a Na-bazanit–fonolit sorozat tagjait üres négyzetek jelölik. A két kőzetsorozat oxidjai eltérő fejlődési trendet követnek.

Harangi (1994) megállapításai szerint a mecseki alsó kréta bazaltok fő- és nyomelemgeokémiai jellegei a lemezen belüli alkáli bazaltokéval mutatnak hasonlóságot, a magmaképződésben esetlegesen egy felemelkedő köpenycsovának is szerepe lehetett. Nincs geokémiai nyoma kéreg-kontaminációnak; az olvadék köpenyforrása az asztenoszféra lehetett, hasonló a Szt. Ilona-típusú óceáni sziget bazaltokhoz (OIB).

Demény és Harangi (1996) a mecseki alsó kréta alkáli bazaltokban gyakori karbonátásvány-kiválások (ocellumok, mandulakövek, kalciterek; 40. ábra), továbbá mészkő xenolitok és az alapanyag, valamint a fenokristályok



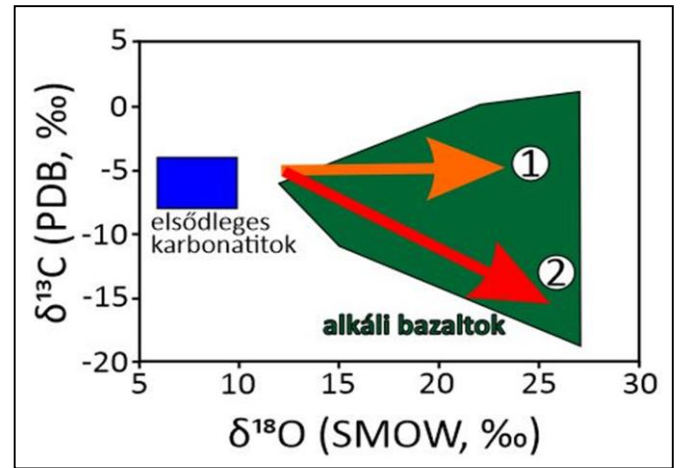
**40. ábra** – Jellemző karbonátos üregkitöltések és körülötte megjelenő ilmenit-gazdag reakciózóna a mecseki alsó kréta alkáli bazaltokban Harangi és társai (2013) alapján, módosítva. A képek alsó oldalának hossza 2,99 mm

átalakulási termékeként kialakult kalcitok stabil szén- és oxigénizotópos összetételét vizsgálták.

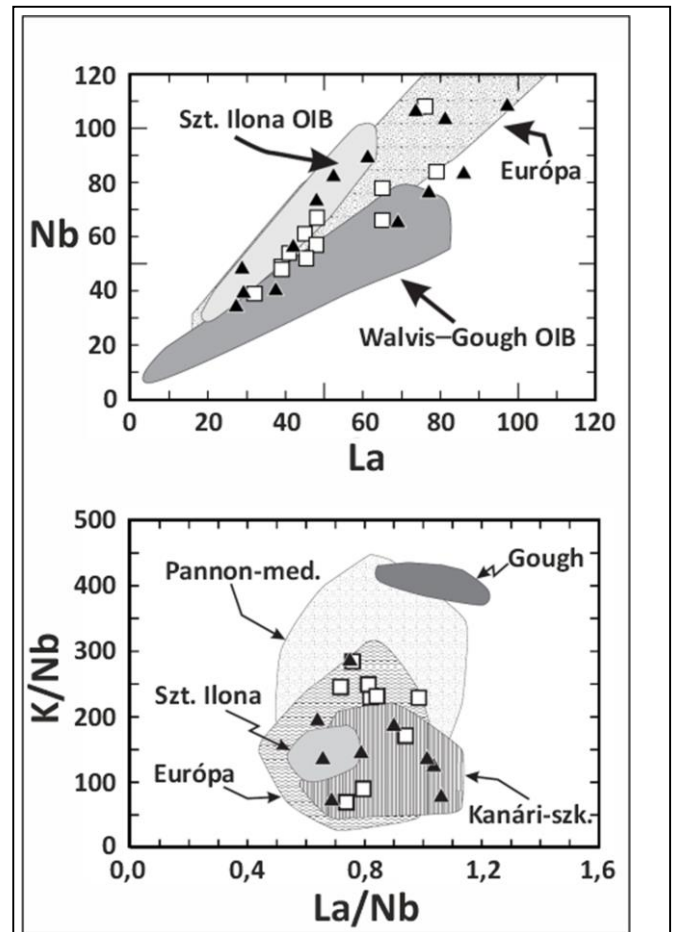
Szöveti megfigyelések és a stabilizotópos adatok alapján arra a következtetésre jutottak, hogy az ocellumok és a mandulakövek kalcitjai részben magmás eredetűek, részben kis hőmérsékletű magmás fluidumokból kristályosodtak. Megállapították, hogy a bazalt telérek klorit-kalcit mandulakövei és az ezen telérekben található kalciterek cementáló kalcitkristályok konstans szénizotópos összetételt, ugyanakkor számottevő  $^{18}\text{O}$  gazdagodást mutatnak a magmás karbonátokhoz képest. Ez azt jelezheti, hogy a kis hőmérsékletű átalakulási folyamatok és fluidummigráció kizárólag oxigén izotópcserét eredményezett, jelentős mennyiségű külső, szerves eredetű  $\text{CO}_2$  szerepe a kis hőmérsékletű átalakulások során nem igazolható. Az alkáli bazaltok ocellumainak és mandulaköveinek kalcitjaiban megfigyelhető számottevő negatív  $\delta^{13}\text{C}$  és pozitív  $\delta^{18}\text{O}$  eltolódást a szén-dioxid kigázosodással és az ennek következtében a kalcit és a  $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$  fluidum között megváltozó izotópcserével magyarázzák (41. ábra).

Demény és társai (1997) az ocellumokban megfigyelt analcimmikrokristályok szöveti, ásványkémiai és stabilizotópos vizsgálatát végezték el. Megállapították, hogy ezek a fázisok elsődleges magmás, vagy hidrotermás eredetűek, másodlagos keletkezésű (pl. leucit utáni) analcimra utaló bélyegek nem voltak azonosíthatók.

Harangi és társai (2003) fő- és nyomelem geokémiai adatok összehasonlításával a Mecsek és a Morva–Sziléziai Beszkidék alsó kréta alkáli magmatitjainak szélesebb geodinamikai értelmezését adták. Arra következtettek, hogy a két terület közel azonos korú és petrogenetikai jellemzőkkel bíró alkáli magmás képződményei szoros kapcsolatban állnak. Szülőmagmájuk hasonló típusú köpenyforráshoz köthető, kialakulása pedig nem egy köpenydiapírhoz, hanem inkább a litoszféra kivékonyodásához kapcsolódhatott. Feltételezték, hogy az Atlantikum felnyílása egy Ny-K irányú rift zónát hozott



**41. ábra** – A mecseki alsó kréta alkáli bazaltokhoz kapcsolódó karbonátok stabil szén- és oxigénizotópos összetételei tartománya (sötétzöld mező) és értelmezése Demény és Harangi (1996) alapján, módosítva. Az elsődleges karbonátok összetételét kék téglalap jelöli. A bazalt telérek mandulaköveinek és kalciterek fejlődési trendje (1; narancsszínű nyíl) kis hőmérsékletű átalakulási folyamatokhoz, a lávaközetek ocellumainak és mandulaköveinek fejlődési trendje (2; piros nyíl) magmás fluidumok kigázosodásához köthető.



**42. ábra** – A Mecsek (négyzetek) és a Beszkidék (háromszögek) alsó kréta magmatitjainak inkompatibilis nyomelemeken alapuló petrogenetikai összehasonlítása klasszikus OIB és kainozoikumi alkáli bazalt területekkel Harangi és társai (2003) alapján, módosítva



létre az Európai-lemez déli részén, aminek egyik megnyilvánulása a mecseki alsó kréta alkáli magmatit együttes (42. ábra).

A feltárás megtekintését követően Magyarereggyen és Bonyhádon keresztül visszatérünk vándorgyűlésünk tulajdonképpeni helyszínére, Szekszárdra.

## Irodalomjegyzék

- Babinszki, E., Piros, O., Budai, T., Gyalog, L., Halász, A., Király, E., Koroknai, B., Lukács, R., M.Tóth, T. (Eds.) (2023): Magyarország litosztratigráfiai egységeinek leírása I.: Prekainozoos képződmények, Szabályozott Tevékenységek Felügyeleti Hatósága, Budapest, 275 p.
- Balla, Z., Bodrogi, I. (1993): *Cretaceous Research*, **14**, 431–448.
- Bodor, E.R. (2015): Növényi reprodukív képletek a Mecseki Kőszén Formációból, PhD doktori értekezés, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest, 150 p.
- Böckh, J. (1880–1881): Értekezések a Természettudományok köréből, **X–XI**, 50 p., 107 p.
- Császár, G. (1992): *Acta Geologica Hungarica*, **35/3**, 263–285.
- Császár, G. (Ed.) (1996): Magyarország litosztratigráfiai alapegységei. Kréta, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 163 p.
- Császár, G. (2005): Magyarország és környezetének regionális földtana I. Paleozoikum–paleogén, ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 328 p.
- Császár, G., Piros, O., Szinger, B., Konrád, Gy. (2015): In: Dályai, V., Sámson, M. (Eds.): Tisia Konferencia, Molnár Nyomda és Kiadó Kft., Pécs, 21–24.
- Csontos, L., Nagymarosy, A. (1998): *Tectonophysics*, **297**, 51–71.
- Csontos, L., Vörös, A. (2004): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **210**, 1–56.
- Dean, W.E., Arthur, M.A. (1989): *American Journal of Sciences*, **298**, 708–743.
- Demény, A., Harangi, Sz. (1996): *Lithos*, **37**, 335–349.
- Demény, A., Harangi, Sz., Fórizs, I., Nagy, G. (1997): *Geochemical Journal*, **31**, 37–47.
- Dulai, A., Suba, Zs., Szarka, A. (1992): *Földtani Közlöny*, **122/1**, 67–87.
- Floquet, M., Neuweiler, F., Léonide, P. (2012): *Journal of Sedimentary Research*, **82/7**, 521–539.
- Forgó, L., Moldvay, L., Stefanovits, P., Wein, Gy. (1966): Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához. L-34-XIII. Pécs, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 196 p.
- Főzy, I. (Ed.) (2012): Magyarország litosztratigráfiai alapegységei. Jura, Magyarhoni Földtani Társulat, Budapest, 235 p.
- Főzy, I., Szente, I. (2012): *Ősmeradványok — A Kárpát-Pannon térség kövületei*, Geolitera, Szeged, 579 p.
- Fülöp, J. (1989): *Bevezetés Magyarország geológiájába*, Akadémiai Kiadó, Budapest, 246 p.
- Fülöp, J., Brezsnaynszky, K., Haas, J. (1987): *Acta Geologica Hungarica*, **30/1–2**, 3–20.
- Galács, A. (1991): A Mecsek-hegységi toarci fekete pala őslénytani vizsgálata. Kézirat, ELTE Őslénytani Tanszék, Budapest, 16 p.
- Galács, A. (1994): *Annales Universitatis Scientiarum Budapestiensis de Rolando Eötvös nominatae, Sectio Geologica*, **30**, 111–150.
- Galács, A. (2008): In: Galács, A., Konrád, Gy., Raucsik, B., Vörös, A. (Eds.): *Jurassic siliciclastics and carbonates of the Mecsek–Villány area*, Field trip guide, Budapest, 25–26.
- Géczy, B. (1973): *Annales Universitatis Scientiarum Budapestiensis de Rolando Eötvös nominatae, Sectio Geologica*, **16**, 99–114.
- Haas, J., Hámor, G. (1998): In: Bérczi, I., Jámor, Á. (Eds.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana, a Mol Rt. és a MÁFI közös kiadványa*, Budapest, 45–54.
- Haas, J., Péro, Cs. (2004): *International Journal of Earth Sciences*, **93**, 297–313.
- Haas, J., Hámor, G., Korpás, L. (1999): *Geologica Hungarica series Geologica*, **24**, 179–196.
- Haas, J., Budai, T., Csontos, L., Fodor, L., Konrád, Gy. (2010): *Magyarország pre-kainozoos földtani térképe, 1:500 000*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest
- Haas, J., Hámor, G., Jámor, Á., Kovács, S., Nagymarosy, A., Szederkényi, T. (2012): *Geology of Hungary*, Springer Verlag, München, 244 p.
- Harangi, Sz. (1994): *Lithos*, **33**, 303–321.
- Harangi, Sz. (2023): In: Babinszki, E., Piros, O., Budai, T., Gyalog, L., Halász, A., Király, E., Koroknai, B., Lukács, R., M.Tóth, T. (Eds.): *Magyarország litosztratigráfiai egységeinek leírása I.: Prekainozoos képződmények, Szabályozott Tevékenységek Felügyeleti Hatósága*, Budapest, 251.
- Harangi, Sz., Árváné Sós, E. (1993): *Földtani Közlöny*, **123/2**, 129–165.
- Harangi, Sz., Szabó, Cs., Józsa, S., Szoldán, Zs., Árva-Sós, E., Balla, M., Kubovics, I. (1996): *International Geology Review*, **38/4**, 336–360.
- Harangi, Sz., Tonarini, S., Vaselli, O., Manetti, P. (2003): *Acta Geologica Hungarica*, **46/1**, 77–94.
- Harangi, Sz., Szakmány, Gy., Józsa, S., Lukács, R., Sági, T. (2013): *Magmás kőzetek és folyamatok — gyakorlati*

- ismeretek magmás kőzetek vizsgálatához, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest, 561 p.
- Hámor, G., Hetényi, R., Nagy, I. (1967): Magyarázó a Mecsekhegység földtani térképéhez 10 000-es sorozat. Pécsvárad, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 57 p.
- Hetényi, R. (1966): Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1964-ről, 23–29.
- Konrád, Gy., Sebe, K., Halász, A., Halmai, Á. (2010): Földrajzi Közlemények, **CXXVIII/4**, 251–265.
- Koroknai, B., Wórum, G., Tóth, T., Koroknai, Zs., Fekete-Németh, V., Kovács, G. (2020): *Earth-Science Reviews*, **211**, 103411
- Kovács, S., Szederkényi, T., Árkai, P., Buda, Gy., Lelkes-Felvári, Gy., Nagymarosy, A. (1998): In: Papanikolaou, D. (Ed.): IGCP Project No. 276, Terrane Maps, Terrane Descriptions, *Annales géologiques des pays helléniques*, **37 (1996/1997)**, 271–330.
- Kovács, S., Szederkényi, T., Haas, J., Buda, Gy., Császár, G., Nagymarosy, A. (2000): *Acta Geologica Hungarica*, **43/3**, 225–328.
- Kovács, Z., Horváth-Kostka, Z., Müller, T., Pálffy, J. (2023): *Geologica Carpathica*, **74/3**, 211–232.
- Lukoczki, G., Schubert, F., Hámorné Vidó, M. (2012): *Földtani Közlöny*, **142/3**, 229–242.
- Matenco, L., Radivojević, D. (2012): *Tectonics*, **31**, TC6007
- Müller, T., Price, P.D., Bajnai, D., Nyerges, A., Kesjár, D., Raucsik, B., Varga, A., Judik, K., Fekete, J., May, Z., Pálffy, J. (2017): *Sedimentology*, **64**, 66–86.
- Nagy, E. (1969): A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve, **51/2**, 971 p.
- Némedi Varga, Z. (1998): In: Bérczi, I., Jámbor, Á. (Eds.): Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana, a Mol Rt. és a MÁFI közös kiadványa, Budapest, 319–336.
- Peters, K.F. (1862): *Sitzungsberichte der kaiserliche Akademie der Wissenschaften, Mathematische-Naturwissenschaftliche Klasse*, **46/6**, 241–293.
- Raucsik, B. (2012): In: Főzy, I. (Ed.): Magyarország litosztratigráfiai alapegységei. Jura, Magyarhoni Földtani Társulat, Budapest, 164–167.
- Raucsik, B., Merényi, L. (2000): *Acta Geologica Hungarica*, **43/4**, 405–429.
- Raucsik, B., Varga, A. (2008a): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **265**, 1–13.
- Raucsik, B., Varga, A. (2008b): *Földtani Közlöny*, **138/2**, 133–146.
- Raucsik, B., Varga, A., Hartyáni, Zs., Szilágyi, V. (2002): *Geologica Carpathica*, **53**, Proceedings Volume.
- Schmid, S.M., Bernoulli, D., Fügenschuh, B., Matenco, L., Schefer, S., Schuster, R., Tischler, M., Ustaszewski, K. (2008): *Swiss Journal of Geosciences*, **101/1**, 139–183.
- Schmid, S.M., Fügenschuh, B., Kounov, A., Matenco, L., Nievergelt, P., Oberhänsli, R., Pleuger, J., Schefer, S., Schuster, R., Tomljenović, B., Ustaszewski, K., van Hinsbergen, D.J.J. (2020): *Gondwana Research*, **78**, 308–374.
- Szente, I. (2012): In: Főzy, I. (Ed.): Magyarország litosztratigráfiai alapegységei. Jura, Magyarhoni Földtani Társulat, Budapest, 145–148.
- Tari, G. (2015): In: Dályai, V., Sámson, M. (Eds.): Tisia Konferencia, Molnár Nyomda és Kiadó Kft., Pécs, 29–32.
- Tracy, R.J., Robinson, P. (1977): *American Mineralogist*, **62**, 634–645.
- Vadász, E. (1935): A Mecsekhegység. Magyar Tájak Földtani Leírása I., Magyar Királyi Földtani Intézet, Budapest, 148 p.
- Varga, A., Raucsik, B., Hámorné Vidó, M., Rostási, Á. (2007): *Földtani Közlöny*, **137/4**, 449–472.
- Varga, A., Mikes, T., Raucsik, B. (2009): *Földtani Közlöny*, **139/1**, 33–54.
- Viczián, I. (1987): Agyagásványok Magyarország üledékes kőzeteiben, MTA Doktori értekezés, Budapest, 205+139 p.
- Viczián, I. (1994): *Földtani Közlöny*, **124/3**, 367–379.
- Viczián, I. (1995): *Romanian Journal of Mineralogy*, **77**, 35–44.
- Vozár, J. (Ed.) (2010): Variscan and Alpine terranes of the Circum-Pannonian Region, Slovak Academy of Sciences, Geological Institute, Bratislava, 240 p.
- Vörös, A. (2001): *Acta Geologica Hungarica*, **44**, 145–158.
- Vörös, A. (2006): In: Horváth, F., Galács, A. (Eds.): *Geologica Pannonica Special Publication*, **1**, Hantken Press, Budapest, 425–431.
- Weaver, C.E. (1989): *Clays, Muds, and Shales*. Elsevier, Amsterdam, Oxford, New York, Tokyo, 819 p.
- Wedepohl, K.H. (1991): *Geologische Rundschau*, **80**, 207–223.



