

Fejlődéstörténet I. Szerkezetfejlődés

Pelikán Pál

A szerkezeti elemzésekből megállapítható a Büköt felépítő földtani képződmények relatív rétegsorrendje, amely a gyér számú ősmaradványlelet felhasználásával valódi sorba rendezhető, s ezáltal kirajzolódik a hegység fejlődéstörténete. Az egyes formációk kapcsolatának felderítését azonban a *rossz feltártság, az erős gyűrődéses deformáció és az anchizonális metamorfózis (a hő és nyomás hatására létrejövő legenyhébb fokú kőzetátalakulás)*¹ jelentősen megnehezíti. A metamorfózis foka az illit kristályossági értékek alapján általánosságban É-ről D felé csökken az epizóna kis hőmérsékletű szakaszától az anchizóna kis hőmérsékletű szakaszáig, egyes területeken a közepes diagenetikus tartományig¹ (ÁRKAI 1973, 1983). Ezen kívül a szerkezeti helyzettől függően is jelentős eltérések mutatkoznak. A K/Ar radiometrikus kormeghatározások szerint a metamorfózis az eo-hellén (160–120 Mév), illetve az ausztriai (100–195 Mév) orogén fázisokhoz köthető (ÁRKAI et al. 1995). Ez összhangban van a korábbi, bükki magmatitokon mért radiometrikus korokból levont következtetésekkel (ÁRVÁNY SÓS et al. 1987), valamint megerősíti a korábbi szerzők (SCHRÉTER 1943; BALOGH 1964) földtani tények alapján tett megállapításait.

Jelentős nézetkülönbségek mutatkoznak azonban egyes formációk kronozstratigráfiai besorolásában. A biosztratigráfiai adatok hiányosságai miatt sokszor szerkezetföldtani adatokból levont következtetések adják a besorolás alapját, ily módon ezeket rétegsorbéli helyzete a tektonikai modell függvénye.

Az *Északi-bükki szerkezeti egységben* Balogh (1980) beosztásához képest kevés a változás. Leglényegesebb a Vesszősi Formáció kiemelése (a Létrási Metabazalt Formációval együtt) az akkor még triásznak tartott, de azóta a jurába átkerült Kisgyőri Szericitpala Formációból. Jelentősen módosult a *Déli-bükki szerkezeti egység* kőzetrétegtani tagolása. Foraminiferákkal sikerült igazolni a Hámori Dolomit itteni jelenlétét, ezzel előrelépés történt a dolomitok rétegtani tagolásában. A tűzkö-

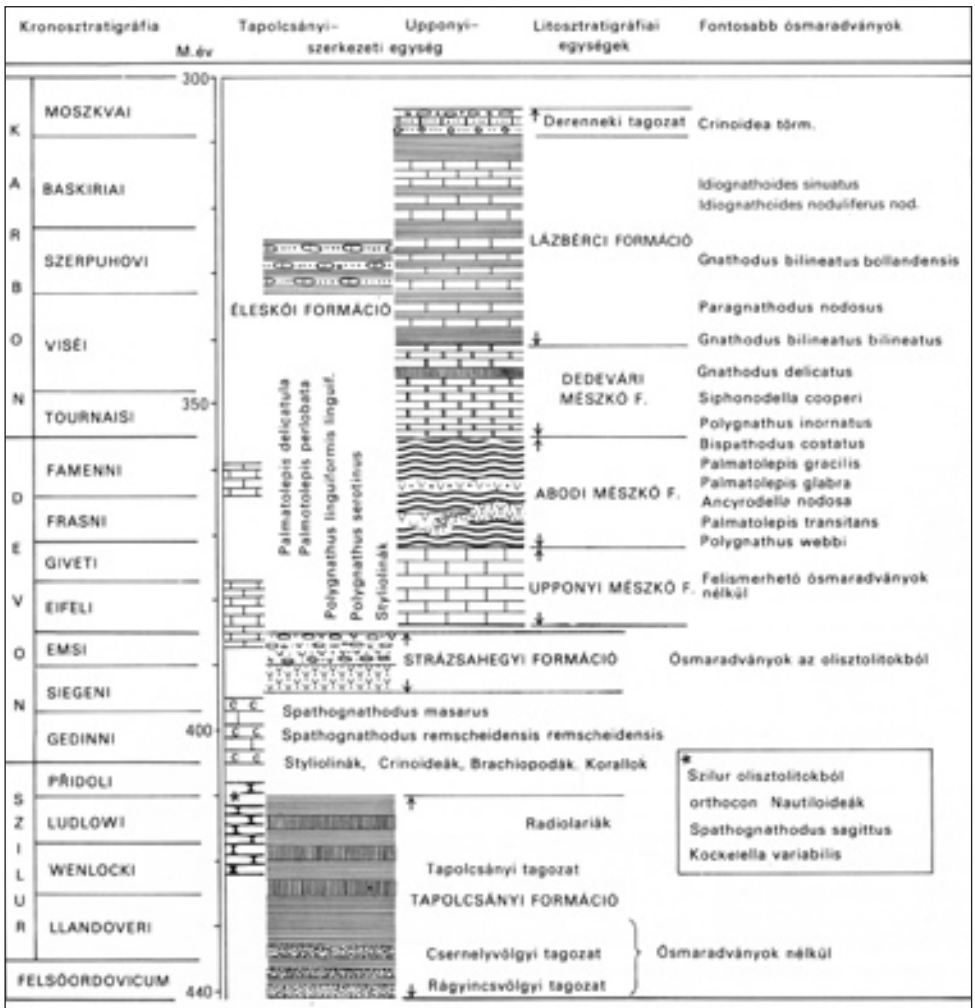
ves dolomitok a tűzkövekben megőrződött eredeti radioláriás-filamentumos szövet alapján – Móhalmai Dolomit Tagozat néven – a Felsőtárkányi Mészskőbe kerültek. A Répáshutai Mészskő újradefiniálásával annak tartalma a tarka mészkövekre szűkült. Conodonta-vizsgálatok bizonyították a Felsőtárkányi Mészskő teljes felső-triászra kiterjedő voltát. A Balogh Kálmán-féle Monográfiában még egyetlen egységnek tekintett *óhutai diabázból* már a szerző kikülönítette a Bagolyhegyi Kvarcporfir Tagozatot (BALOGH 1980), ami a Szinvai Metabazalt Formáció definiálása után önálló alegységgé válva rendre kimaradt a csak formációkat feltüntető rétegtani táblázatokból. Jelenleg külön formációként kezelendő. A legnagyobb változást a délnyugati-bükki palák és magmás kőzetek jura korának bizonyítása hozta.

AZ UPPONYI-HEGYSÉG

Az Upponyi-hegység alaphegységi képződményei a variszkuszi üledékciklus első felét reprezentálják. A *Tapolcsányi alegység* késő-ordoviciumi korú kezdőtagja litorális régióban lerakódott homokkő (*Rágyincsvölgyi és Csernyvölgyi Formáció*), ezt a szilur időszakban általános süllyedést jelző medencekifejlődés váltja fel, melyben agyapala-lidit összlet rakódott le (*Tapolcsányi Formáció*). A devon időszak első felében óceáni riftesedés kezdődött, emiatt néhány egyidejű bázisos vulkáni anyag települt közbe. A kimélyült medence pereméről szilur és devon mészkő anyagú törmelékfolyások zúdultak a mélybe, oliszosztróma szinteket alkotva (Strázsahegyi Tagozat).

Ettől eltérő a *Lázbérci alegység* fejlődéstörténete. Rétegsora középső devon karbonátplatform kifejlődéssel kezdődik (*Upponyi Mészskő Formáció*). A késő-devonban a platform elsüllyedt, a rákövetkező pelágikus medenceüledékekbe (*Abodi Mészskő Formáció*) bázisos vulkanitok települtek (*Zsimnyei Metabazalt Tagozat*), majd a kora-karbonban fölerősödő terrigén anyag be-

¹ Anchimetamorf/anchizonális: a kőzetátalakulás legenyhébb fokának jelzője. Epimetamorf/epizonális: a hő és nyomás hatására bekövetkező kőzetátalakulás enyhe (anchimetamorfózist követő) fokának jelzője. Diagenézis: a kőzetté válás folyamata.



1. ábra. Az Upponyi-hegység paleozóos képződményei (Fülöp József 1994 nyomán)

hordódással mészkő-agyagpala üledékegyüttes rakódott le a hullámverési zóna bázisa alatt, nyugodt körülmények között (*Lázberci Formáció*). Az üledék sötét színe, szervesanyag- és pirittartalma arra utal, hogy a tengerfenéken redukív viszonyok uralkodtak.

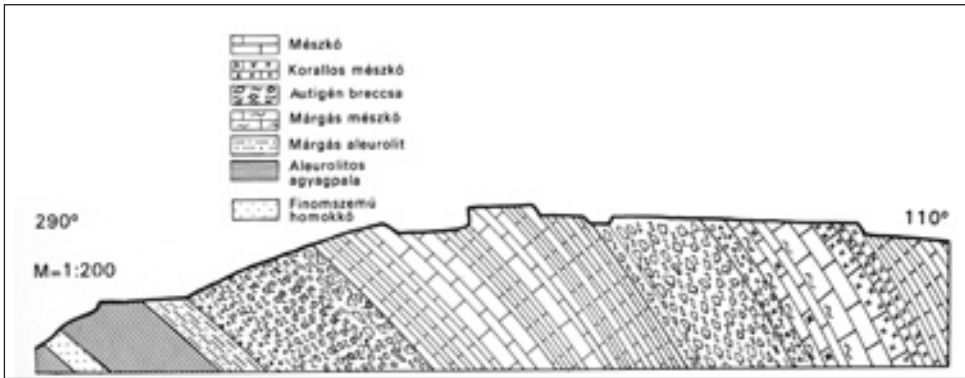
Megfelelő képződmények hiánya miatt nincsenek ismereteink a hegység késő variszkuszi és alpi üledékfejlődéséről. Nem bizonyítható variszkuszi metamorf esemény, a kőzetek anchi-epizóna határára eső (~300°C, 2,5 kbar) metamorfózisa középső kréta (~120 mill. év) korú. Valószínűleg ezzel egyidős a képlékeny deformációval együttjáró erős gyűrődés és palásodás is. A felső kréta *Nekézsenyi Konglo-*

merátum sekélytengeri rétegei már a gyűrűt, palásodott Tapolcsányi Formáció erodált felszínére települtek.

A BÜKK

AZ ELSŐ ÜLEDÉKCIKLUS. PALEOZOIKUM

A Bükk hegység földtörténeti fejlődése három nagy üledékciklusként értelmezhető. Az első a paleozóos (variszkuszi) üledékciklus regressziós szárnya (bizonyos tekintetben az upponyi-hegységi fejlődéstörténet folytatása), a karbon mélytenger fokozatos, de gyors feltöltődésével,



2. ábra. Az I. sz. berenási mészkőlelence földtani metszete (Fülöp József 1994 nyomán)

elsékelődésével, végül szárazulattá válásával zárult. A karbon és a perm képződmények érintkezésénél üledékhezag és diszkordancia (szögeltérés) mutatkozik. Valószínűsíthető a kiemelkedés és lepusztulás a kora-permben, ebben az esetben gyűrődéssel és metamorfózissal nem járó kiemelkedés volt csak.

A Bükk középső-karbonban kezdődő folyamatos rétegorának legmélyebb eleme a *Zobóhegyesei Formáció*. Korábban a Mályinkai Formáció részének tekintették (FÜLÖP 1994), attól azonban mind lito-, mind biofáciesben (különösen a mészkőbetelepülések esetében) jelentősen különbözik².

Fekete, agyagos- és finomhomokos aleurolit, valamint homokkő pados váltakozása, 10–40 m-es sötétszürke mészkő betelepülésekkel (*Mártuskői típusú mészkő*). Medence kifejlődésű, anchizonális metamorfózis hatására erősen palásodott. Krinoideatörödékeken kívül ősmaradvány nem ismeretes belőle.

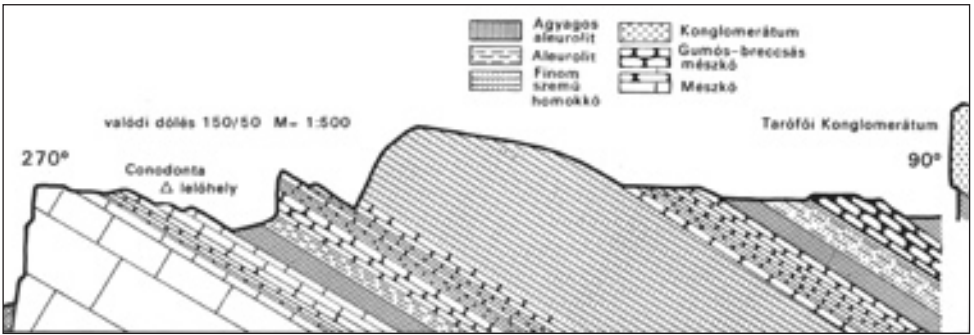
A rákövetkező *Szilvásváradai Formáció* mélyvízi kifejlődésű, egyes részletei turbidit jellegűek (flis kifejlődésű). Ősmaradvány nem ismeretes belőle. Kora a fölé települő *Mályinkai Formáció* alapján mélyebb karbon (baskír–kora-moszkvai). A medence feltöltődésével kissé egyenetlen aljzatú sekélytengeri környezetben folyt tovább az üledékképződés. E szakasz

köztrétegtani egysége a sötétszürke-fekete agyagkő-, aleurolit- és finomhomokkő-rétegek, -testek váltakozásából felépülő Mályinkai Formáció. Kora az ősmaradványok alapján a középső-karbon felső része–késő-karbon (késő-moszkvai–uráli). Ezen belül a *Kapubérci típusú mészkő* trópusi sekélytengeri jellegű, gazdag ősmaradványtársasággal (Fusulinidák, Brachiopodák, csigák, kagylók, Trilobiták, Conodonták, Dasycladaceák, filloid algák stb.), ezek részletes felsorolása megtalálható Balogh Kálmán és Fülöp József műveiben (BALOGH 1964; FÜLÖP 1995). A felsőbb települési helyzetű *Berenási típusú mészkő* kissé mélyebbvízi kifejlődésű, vékonypados-lemezes rétegzésű krinoideás-fusulinás mészkő. Az ebbe települő 5 m vastag kovás homokkőpad tartalmazza a *Taródfői Konglomerátum Tügozat* típusfeltárását. A legfelső, *Csikorgói típusú mészkő* csak a Mályinka–Ómassa műúttól keletre található, mélyebbvízi kifejlődésű krinoideás-fusulinás mészkő.

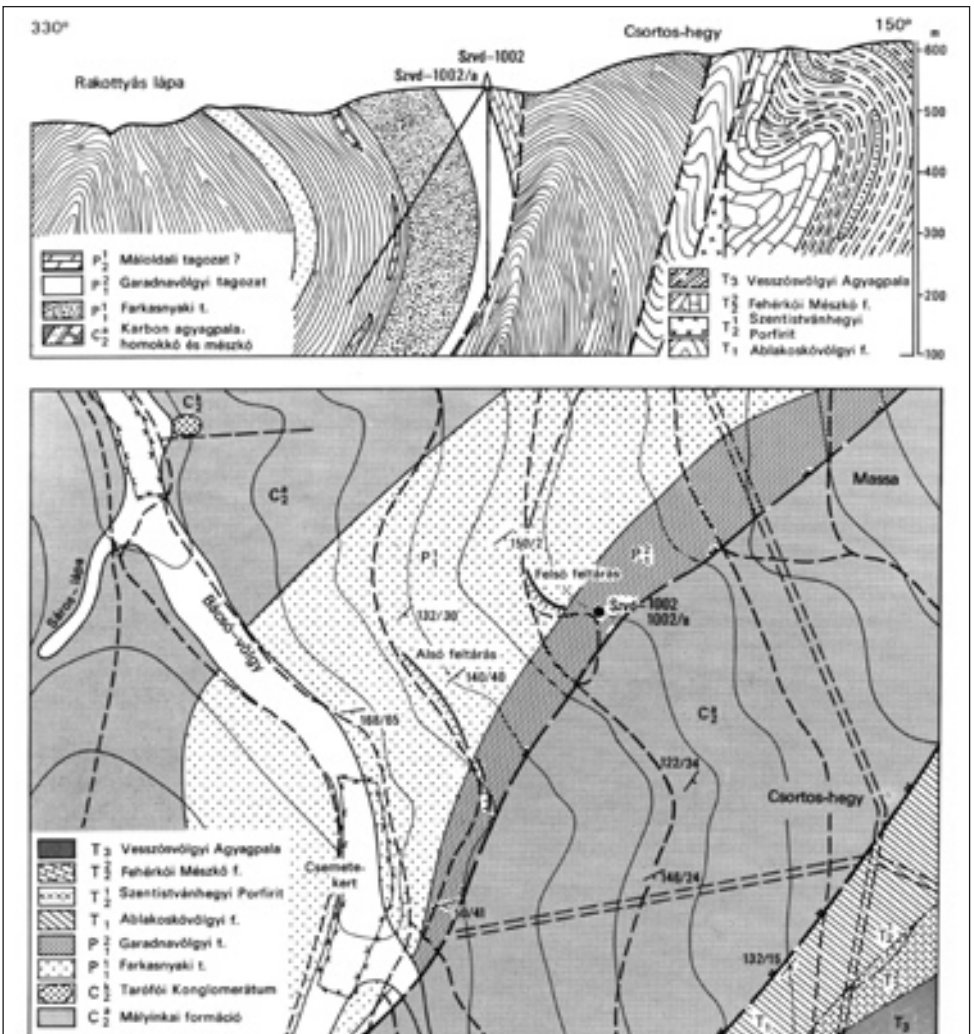
AZ ALPI ÜLEDÉKKIKLUS. MEZOZOIKUM

A *Szentléleki Formációval* indul a Bükkben az új, *alpi üledékkiklus*. A perm időszaki tarka homokkő száraz éghajlatú, lapos tengerpartot jelez, a rátelepülő gipsz-anhidrit lagunáris összlettel együtt a mai közép-keleti

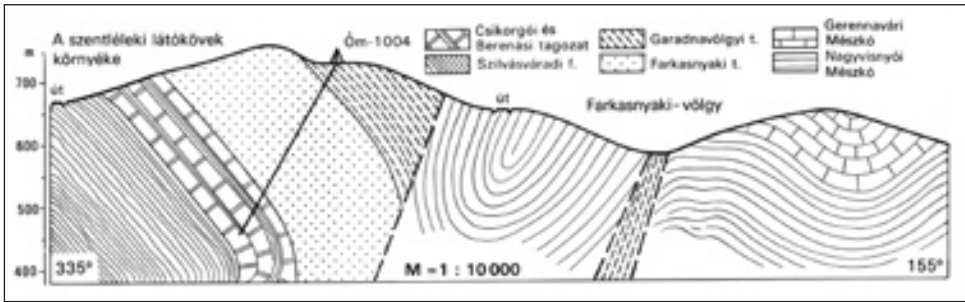
² A kőzet keletkezési környezetét tükröző közettani és őslénytani sajátosságok összessége a fácies (kifejlődés). A kőzet „arculatából” következtetni lehet a földtani kifejlődés körülményeire. Ha például egy üledékes kőzet megjelenési sajátosságait (szín, anyag, összetétel, rétegzettség, szövet stb.) vizsgáljuk, akkor közettani, v. litofáciesről beszélünk, ha pedig a kőzetben található ősmaradványok sajátosságait emeljük ki, akkor őslénytani, v. biofáciesről. A kifejlődés jegyeiből következtetni lehet a keletkezési hely, az egykori üledékképződési környezet ösföldrajzi viszonyaira, valamint az üledékképződési folyamatra. Két fő faciéstartományt különítünk el: a szárazföldi és tengeri üledékképződési környezeteket. Ezeket alfáciesekre osztjuk. Például a tengeri környezet általában négy altípusra osztható: ezek (1.) a partvidéki, (2.) a self, (3.) a kontinentális lejtő és az óceáni medence, valamint (4.) a beltenger. A kontinentális lejtő lábánál többnyire törmelékpukok keletkeznek (iszap-, agyag-, homok-, kavics és turbiditösszletek), melyek fosszilis megfelelője a flis. Az óceáni medencék belsejében pedig az ún. pelágikus üledékek halmozódnak fel (pl. a biogén üledékek: diatomás iszap, radiolariás iszap stb.). A fácies tehát nem rétegtani egység. Egy formáción belül is lehet többféle fácies, illetve több formáció is lehet azonos fáciesű. (A szerk.)



3. ábra. A II. sz. berenási mészkőlelence, a Berenási Tagozat felső részének típuszselvénye (Fülöp József 1994 nyomán)



4. ábra. Földtani metszet és földtani térkép az Szvd-1002. sz. fúrás környékéről (Fülöp József 1994 nyomán)



5. ábra. Földtani metszet a Óm-1004. sz. fúráson keresztül (Fülöp József 1994 nyomán)

(Perzsa-öböl) sivatagos háttérű tengerpartot idézi (sabhka kifejlődés). Két, egymástól jól elkülöníthető tagozatra bontható.

Alul helyezkedik el a lapos parthoz kapcsolódó sekélytengeri *Farkasnyaki Homokkő Tagozat*. Ósmeradványt nem tartalmaz, kora a rétegsorban elfoglalt helyzete alapján középső-perm, (ill. kétosztatúság esetén késő-perm alsó része). Néhány méteres átmenet után következik a formáció felső részét alkotó, az árapály síkságon kialakult „sabhka” fáciesű *Garadnavölgyi Evaporit Tagozat*. Alsó harmadánál meszes dolomit–dolomitos mészkő néhány méternyi közbetelepülése két részre osztja, ez átmeneti állandó vízzelborítottságot jelez, és mint ilyen, a rátelepülő Nagyvisnyói Formáció előhírnöke. Mind az alsó, mind a felső teleprésznek csak a belsejében található anhidrit, a többi rész már gipszszé alakult. Ósmeradványok jelentős mennyiségben találhatóak a meszes közbetelepülésben (*Ostracoda*, *foraminifera*, *spirorbis*, *kagyló*, *csiga*, *Dasycladacea*). Az *Ostracoda*-vizsgálatok alapján a tagozat kora-középső perm (késő-perm alsó része) (KOZUR 1985).

A lassú süllyedés miatt bekövetkezett állandó vízzelborítottság jele a felső-perm mészkő, de a kialakult sekélytenger alja oxigénhiányos (euxin fáciesű), a bekerült szerves anyag csak bomlik, de feloxidálódni nem tud (elzárt lagúna). A tengerfenék kissé egyenetlen, tagolt lehetett, néhol az euxinitás nem kifejezett (pl. a Nagyvisnyó III. vasúti átvágásban a mészkő világosszürke, a II. átvágásban a fekete és a világosszürke vastagpadosan váltakozik). A márgás rétegekben jól látható áramlási, összesodrási jelenségek mutatkoznak (agyagrétegekben mészsizaplencsék, algatörmelékes *Brachiopoda*-fészkek, lencsés és kiékelődő rétegzettség, rövid szakaszon erősen ingadozó rétegvastagság stb.). Gazdag mikro- és makrofauna-, valamint mikroflóra-együttest tartalmaz, melyek alapján kora késő-perm.

A perm–triász határt kijelölő, a földtörténetben

meghatározó jelentőségű globális változások nyomonkövetése szempontjából a bükki szelvények kiemelkedő fontosságúak, mivel ezekben tengeri kifejlődésű folyamatos rétegsorok vizsgálatára van mód. A perm végi tömeges kihálási esemény következményeként az élővilág nagy része e területen is kipusztult, de továbbra is enyhe lejtésű sekély selfen folyt az üledéklerakódás. Az élővilág azonban még hosszú ideig szegényes volt.

A perm–triász határon a tengerrész hirtelen kinyílt, az erős vízmozgásról, jó szellőzöttségről tanúskodik a *Gerennavári Formáció* világos színű, ooidos mészköve. Az ooidok jellemző képződési környezete a belső rámpaperem nagy energiájú zónája, a hullámtörés öve. Felhalmozódva jellegzetes part menti vagy part közeli homokzátanyokat alkottak. Ezek a mészhomokdombok azonban nagyobb viharok alkalmával helyüket változtatták, anyaguk lepelyszerűen széterült, illetve mélyebb vízi környezetekbe is áthalmazódhatott. Az ooidos padok közötti kis energiájú, feltehetően mélyebb környezetekben kevés mészhomok szemcsét tartalmazó finom mészsizap rakódott le. Az ooid szemcsék folyamatos képződését a formáció monoton kifejlődése mellett viszonylag nagy vastagsága is jelzi.

A formáció ósmeradvány-szegénységét első-sorban a perm–triász határon történt nagymértékű kihálási eseménnyel, másodsorban a part menti, nagy energiájú övezetnek az élőlények megtelepedése szempontjából kedvezőtlen feltételeivel magyarázhatjuk (ökológiai sivatag). A formáció legfelső részéből, az ablakos-kő-völgyi sziklabordákból és a bánkúti ooidos mészkőfel-tárásokból *Claraia aurita* példányai kerültek elő (BALOGH 1964). Mivel e faj megjelenése jelzi a griesbachi–dieneri határt, a formáció legleteje átnyúlik a felső-indusi (dieneri) alsó felébe is.

Az alsó-triász magasabb részében a tenger valamelyest kimélyült, a part felől először dur-

vább (homokkő), majd a part eltolódásával egyre finomabb szemcseméretű törmelékanyag (agyag, márga) került a medencébe. E szakasz képződményeit az *Ablakoskővölgyi Formáció* foglalja magába. Litológiai jellemzői alapján négy jellegzetes tagozatot lehet elkülöníteni. Rétegtani helyzete szerint a legalsó az *Ablakoskővölgyi Homokkő Tagozat*. A megfigyelhető üledékszerkezetek alapján feltételezhető, hogy az üledékképződés a hullámmás és vihar uralta tengerparti zónában, esetleg az árapály-síkságon folyt. A közbetelepülő ooidos rétegek szemcséi eredetileg az erősen hullámveréses parti zónában keletkezettek, ahonnan part menti áramlásokkal sodródhattak az árapályöv alatti zóna mélyebb részébe. A következő, *Lillafüredi Mészke Tagozat* a mélyebb szubtidális zónában halmozódott fel. Ritka vihartevékenységek nyomait őrzik a középső rámpa jellegzetes fácieseit képviselő krinoideás mészke szakaszai, melyek inkább tekinthetők vékony, szakadozott viharlepleknek, mint homokzatonoknak. A tagozat közepén, a sekélytenger parti menti, erősen mozgatott vizű, nagy energiájú zónájára jellemző ooidos homokzaton üledékeinek megjelenése relatív tengerszintsüllyedéssel hozható kapcsolatba. A *Savósvölgyi Márga Tagozat* kőzetösszetétele jelzi, hogy ismét fölerősödött a terrigén törmelékanyag beáramlása, de a Bükk üledékgyűjtőjét már csak a finomabb, lebegtetetten szállított agyag érte el. A nyugati szelvényekben megjelenő finomhomok utalhat a lehetséges beszállítás irányára. A finomszemcsés üledék dominanciája és az ősmaradványok alapján feltételezhető, hogy továbbra is a szubtidális zóna mélyebb régiójában, a viharbázis közelében vagy kissé mélyebben történt az üledéklerakódás. A legfelső, csak néhány szelvényben megfigyelhető *Újmassai Mészke Tagozat* sötét színe oxigénzegény leülepedési környezetet utal. A gumós típusban a kőzetek erős bioturbáltsága kevésbé, míg a finom lamináltság erősebben oxigénhiányos alsó vízrétegre utal.

A viszonylag nagyobb mennyiségben előkerült, széles környezeti feltételeket tűrő ősmaradvány-együttesen belül az egész alsó-triászra jellemző állatcsoportok uralkodnak, kevés közöttük a korjelző alak, és ezek is kevés információval szolgálnak, mivel pontos gyűjtési helyük nem ismert. Emiatt egyelőre nem lehetséges az alsó és középső-triász határának pontosabb megvonása. Konvencionálisan az Ablakoskővölgyi F. és a Hámori Dolomit érintkezésénél van, de litológiai és fácieselemzésen alapuló analógiák alapján az

Újmassai Tagozat felső része már az alsó anisusiba is tartozhat.

A Tethys selfjének más részeihez hasonlóan az anisusi emelet kezdetére a Bükki egységben is lecsökkent a terrigén anyag beszállítása; a forrásterületől eltávolodott vagy attól üledécsapdával elválasztott, egyenletes lassú süllyedésű területen megkezdődött a karbonátos plató épülése, a trópusi éghajlatú sekélyvízben gazdag mészkiválasztó állat- és növényvilág alakult ki.

Első szakasza a *Hámori Dolomit Formáció*. Jól látható a fáciesváltozékonyság, a peritidális és a szubtidális rétegek váltakozása; sztratolitok, felszakított és újraülepedett algaszónyeg-lemezeket és több cm átmérőjű onkoidokat tartalmazó rétegek váltakoznak a szubtidális fáciesű padokkal. Ezek a bio- és litofáciesek sekély, jól átvilágított, oxigénnel ellátott jó vízcirkulációjú védett platformra, lagúnakörnyezetre utalnak, ahol csak epizódyszerűen, egy-egy nagyobb vihar okozott iszapfelkavarodást. A kőzet kora anisusi, azon belül pontosabban nem határozható meg.

Az északi hegységgrézben a formáció legfelső részét a Savós-tető–Nyavalyás közti szakaszon korallal, foltzaton eredetű mészkebreccsa (*Nyavalyási Mészke Tagozat*) alkotja. Az Alsóhámor és a Borovnyák közti vonulatban, valamint a Garadna-völgytől északra a Dolkán uralkodóan dolomitból álló konglomerátum (*Sebesvízi Konglomerátum Tagozat*) települ a dolomitra. Osztályozatlan, rendkívül változatos szemcseméretű és koptatottságú (a szögletes breccsadaraboktól a jól kerekített kavicsokig) törmelékanyag, kizárólag a formációba tartozó kőzetanyag alkotja. A tagozat felső részében több szelvényben is jól látható módon (Alsó-Sebes-víz, Savós-völgy, Lillafüred, Miskolc 10. sz. fúrás) a főle települő Szentistvánhegyi Metaandezit keveredik a kavicsanyaggal.

A karbonátos plató épülését vulkanizmus zavarta meg a latin emelet elején, ennek terméke a *Szentistvánhegyi Metaandezit Formáció* (Szentistvánhegyi Porfir). Ezáltal a terület részben szárazulattá vált (vulkáni sziget), erre utalnak a vulkáni anyagban mutatkozó összesülési jelenségek (ignimbrit) és a Felsőtárkány Ft-7. sz. fúrásban a tufa közé települő tavi márga és mészke rétegei. A víz alatt felhalmozódott anyag, amelynek egy része közvetlenül effúzió által, más része epiklasztikus folyamatok révén került a tengerbe, ahol agyagásványosodott, majd később (kevésbé ellenálló volta miatt) a regionális metamorfózis hatására palásodott.

Az Északi-bükki szerkezeti-kifejlődési egység

A platformfejlődést megszakító vulkáni működés befejeződésével visszatért a sekélytengeri karbonátos üledékképződés. E szakasz képviselője az északi hegység részben a *Féherkői Mészkö Formáció*. Világosszürke, pados, gyakran vastagpados megjelenésű, egyes szakaszain loferciklusos karbonátplatform kifejlődésű mészkö. A formáció legalja a vadász-völgyi- és az alsó-sebes-vízi szelvényben még áthalmozott tufitanyagot tartalmaz. Sötétszürke üledék ritkán a formáció magasabb részében is előfordul (ezek bizonyos mértékben emlékeztetnek a Vesszősi Formációra), de a kis kiterjedésű lencsék nem alkotnak szintet, áthalmozott vulkáni anyagot is tartalmazó lokális kímélyülések lehetnek.

Közelebbről meg nem határozható szivacs, brachiopoda, csiga, korall átmetszeten kívül néhány lelőhely Conodonta adatai nyújtanak segítséget a korbesoroláshoz. A faunaegyüttes a kora-ladin (illír-fassai) magasabb részét jelzi, de nem ad támpontot a teljes korterjedlemre, miután a fedő lemezes-tűzköves mészkőből nincs adat. Az átmeneti mészkö fölött következik a *Vesszősi Formáció*. Elzárt, oxigénhiányos medencében felhalmozódott fekete, zöldesfekete, kissé karbonátos agyag- és aleuolitpala, helyenként barnás homokkőpala. Zöldes, tufás palaszintek és sötétszürke, tűzköves mészkőlemezek közbetelepülése több helyen ismert. Sem a törmelékanyag eredetere, sem a vízmélységre nincs adat. A Kis-fennsík északi oldalán mélyült Varbó 74. sz. fúrás ebben a képződményben állt le. Az itt talált *Gondolella cf. polygnathiformis Conodonta* szerint kora: késő-ladin–korai-karni. Más ősmaradvány ez idáig nem ismeretes belőle.

Fedőjébe rövid rétegváltozások átmenettel a *Hegyestetői Formáció* települ. Ennek három, egymásba folyamatosan átmenő kifejlődési típusa van. Alsó tagja sötétszürke márgapala, aleuolitpala és mészkö változásából áll, még a Vesszősi Formációból való átmenetet jelzi. Eredeti, nem igazán mély vizet jelző kovaszivacsú, foraminiferás mikrofásise a tűzkőlencsékben néhol még felismerhető. A legáltalánosabb elterjedésű a fedő sárgásfehér, vastagpados mészkö dolomitfészkekkel és helyenként zöld (dácit?) tufa betelepülésekkel. Erősen préselt, deformált szövetében biotritusz jellegű részletek gyakran felismerhetők. Ez a tag már egyértelműen jelzi a platform fációs visszatértét, valószínűleg platformközeli lejtő, ill. lejtőlábi fációs. Kora a Vesszős-völgy torkolatától északra

levő mészkőfalban talált foraminifera alapján: legfelső-ladin–karni. Besorolható ebbe a formációba a Garadna–Szinva-völgytől északra, a Kisfennsíki Mészkö alatt található tűzköves mészkö is.

Az ismét kialakulófélben levő platform épülését újabb vulkanizmus szakította meg, ennek terméke a *Bagolyhegyi Metariolit* (kvarcporfir) *Formáció*. Pantó megállapítása szerint előbb víz alatti, majd szárazföldi térszínen folyt az anyagfelhalmozódás (PANTÓ 1951). A kőzetek erős utólagos átalakultsága megnehezíti a lávakőzetek és a vulkanoklasztitok elkülönítését.

A vulkáni működés befejeződésével a karbonátplatform ismét nagy területeken jelent meg. Egyik jellegzetes előfordulási helye a Bükkszentkereszt – Miskolc-Tapolca közti mészkőterület. Ezt a tömböt Balogh a „répáshutai mészkö” fáciesterületéhez csatolta (BALOGH 1964), Csontos a Fennsíki Mészkönek a bükkszentkereszt-törés mentén délkeletre eltolódott folytatásaként értelmezte (CSONTOS 1999). Lényegesen kisebb metamorf foka alapján azonban mindkét területtől különbözik, inkább a *Kisfennsíki Mészkönek* felel meg (PELIKÁN 2001).

Jórészt kutatatlan, részletesebb vizsgálatok csak a keleti peremén, a tapolcai bányaterületen történtek. Mind a nagy-kómásai, mind a vár-hegyi kőbánya mészkövei egy ladin (?) – alsó-karni árapálysík és –lagúna különböző fáciéseinek üledékeit reprezentálják. Értékelhető ősmaradvány-együttes csak a vár-hegyi felhagyott kőbányából került elő, ez karni kort jelez (VELLEDITS 1999).

Jelentős kiterjedésű karbonátplatform terület található a Garadna-völgytől északra, ez a *Kisfennsíki Mészkö Formáció*. Rétegsorbeli helyzete vitatott, az általános felfogás szerint takarós helyzetű (pl. CSONTOS 2000), de az újabb kutatási eredmények lehetővé teszik az Északi-bükki egység rétegsorába helyezését is (PELIKÁN 2001). Ebben az esetben az alatta levő tűzköves mészkö nem a nori korú Rónabükki Mészkö, hanem a legfelső-ladin–karni Hegyestetői Mészkö, ami folytonosan fejlődik ki ezen a területen a Vesszősi Formációból (FORIÁN SZABÓ 2001).

Általában vastagpados vagy tömeges megjelenésű, finoman rétegzett részleteket ritkán tartalmaz, olykor loferciklusos. Rétegsorában árapálysík, lagúna és zátony környezete rekonstruálható.

Makrofauna alig ismert, *Megalodus* sp. nagy átmetszetei, csigák és korallak találhatóak több

helyen. A foraminiferák és a zöldalgák karni kort bizonyítanak.

A Kis-fennsík északi lejtőjén a Büdös-kútnál, a jura palában található mészkőlisztolit rhaeti-liász korú platformlagúna üledékeiből áll. A kőzetet sűrűn harántoló hasadékkitöltések valószínűleg alsó- és középső liász-korúak, a platform fokozatos lezökkenése során jöttek létre (VELLEDITS 1998).

A Déli-bükki szerkezeti-kifejlődési egység

A középső-triász karbonátos platform fejlődését megszakító első vulkanizmus szárazulatokat (vulkáni sziget) alakított ki, ezeket a karbonátplatform részben visszahódította, de voltak területek, ahol a lezökkenés már a ladin-karni határon bekövetkezett.

Szárazföldi-sekélytengeri, majd medencévé alakult térszínen felhalmozódott vulkáni-üledékes kőzetegyüttes a *Várhegyi Formáció*.

Alul a savanyú, riolitos-dácitos láva és piroklasztikum világosszürke mészkővel való váltakozása még a Szentistvánhegyi Formáció része. A dácittufában néhány mészkő-mészmarga közbetelepülés van, ezekből egy tő különböző részeit reprezentáló mikrofácieseket határoztak meg (VELLEDITS 2000). A dácittufában mutatkozó összesülési jelek (ignimbrit) is szárazulati térszínre (vulkáni sziget) utalnak, ezen alakulhattak ki azok az időleges tavak, melyekben a közbetelepülő üledékek felhalmozódtak.

A vulkáni tufára sötétszürke mészkő és fekete márga laminit jellegű váltakozásából felépülő kőzet telepszik. A laminit alacsony energiaindexű, nyugodt környezetet jelöl, a vulkanizmus által létrehozott egyenetlen felszín egyik elzárt, euxin fációs medencéjében rakódott le. Az anyagban látható, csak néhány lemeznyi mélységű húzásos hasadékok száradási repedésekként is értelmezhetők, ebben az esetben a vízmélység egészen kicsi volt (PELIKÁN 1999). Ezzel szemben fokozatosan mélyülő, több száz méteres vízmélységet is elérő medencében történő keletkezés is feltételezhető (VELLEDITS 2000).

Lezökkenésszerű, gyors süllyedést kísérő iszapmozgások következtében a laminit legfelső 20 cm-e alulról felfelé egyre erősebben feltöredezett, majd éles, egyenetlen (sztilolitosodó) határfelülettel radiolaritközbetelepüléses, főként földpát-kristálytöredékekből álló, homokkő megjelenésű kőzet települ rá. A kőzet üledékes eredetét a rétegzettségén kívül a Radiolariák állandó jelenléte is igazolja.

A formáció ladin (fassai és longobárd almelet) korát a radiolariák mutatják (CSONTOS et al. 1991; VELLEDITS 2000). Az üledékgyűjtő mélységére támpontunk nincs. Nem szükséges azonban óceáni mélységet feltételezni, mert az aktív vulkáni környezet és a vízbe kerülő nagy mennyiségű bontott vulkáni anyag kovaproduktivitása kedvező feltételeket teremtett a radiolariák elszaporodásához.

A vulkáni tevékenység miatt megkezdődött a platform feldarabolódása. Az egyes blokkok eltérő sebességgel süllyedtek. A még fennmaradt részeket a platform visszahódította, tovább folyt a sekélytengeri mészkőképződés. A Bükk déli peremén nagy kiterjedésű foltokban bukkant felszínre a ladinban újrainduló platform itteni képviselője, a *Bervai Mészkő Formáció*. Fehér, világosszürke, sötétszürke színű mészkő, biogén zátony és ciklusos lagúnafáciesekkel. A bervai mészkőblokkban egy wattersteini típusú zátonykomplexum különböző fáciaseit találjuk (VELLEDITS–PÉRO 1987). Nyugati részén, a Felnémeti-kőfejtő a belső platformra jellemző ciklusos üledékeket (lagúna, platóperemi mozgó mészhomokdomb, zátony) tár fel. Zátony-, illetve zátony közeli fációs a mészkőblokk keleti részén, a felsőtárkányi Mész-völgyben ismert. Ugyanilyen korallós zátony kifejlődésű a Lök-völgy alsó részén a Bujdosó-kő és a Vaskapu szurdokában feltáruló mészkő. Felsőtárkány északkeleti végénél, a Szikla-forrás fölötti Kő-köz szurdokában karni-nori korú zátonyt találunk. A kőzetben mind karni (wattersteini-), mind nori (dachsteini-típusú) zátonyokból ismert ősmaradványok megjelennek.

A Hór-völgyi mészkőblokk nyugati részén, a felhagyott kőfejtőkben találjuk a Bükk legjobban dokumentált wattersteini típusú zátonyasszociációját (VELLEDITS 1999). A zátony vázát a Sphinctozoák, a porostromata algák és a Tubiphytes sp. alkotják. Az elsődleges vázalkotókra másodlagos vázalkotók: *Ladimiella porata* OTT, bryozoák és Spongiosromata kérgék települnek, melyek erősítik a vázát. A többi zátonylakó fosszília (foraminifera, csiga, kagyló, echinodermata, brachiopoda és ostracoda) kis mennyiségben van jelen. A vázalkotók közti teret mikrit, pelmikrit tölti ki, de gyakoriak a több centimétert elérő üregek is, több generációs pátvagy ritkábban belsőüledék-kitöltéssel. A Hór-völgyi felhagyott kőfejtőből írták le a Codiacea családba sorolt *Egericodium hungaricum* fajt (FLÜGEL et al. 1992). A zátony kora az ősmaradványok alapján ladin–karni.

Bár a legnagyobb kiterjedésű a *Bükkfennsík* *Mészkő Formáció*, ennek ellenére igen kevés

részletes vizsgálat történt belőle. Nagy vastagságú, karbonátplatform fáciesű, világosszürke, anchimetamorf mészkő. Elkülöníthetők benne korallós zátony, finoman rétegzett lagúna és krinoideás mélyebb vízi kifejlődések. Ritkán Lofer ciklotéma tagok is felismerhetők. Legnagyobb kiterjedésben az egykori algás-gastropodás zátonylagúna üledékei találhatók (pl. a Kis-Kő-hát északi lejtőjén).

Korallós zátonyfácies található összefüggően a Nagy-fennsík déli peremén a Tar-kő–Háromkő–Kő-hát–Zsérci-Nagy-dél vonulatban, lényegében ennek része a Bánya-hegy is. Kisebb előfordulások ismertek a Nagy-mezőn, a Kis-sár-bércen, Répáshuta mellett a Balla-bércen, a Gyertyán-völgyben, a Nagy-bodzás É-i lábánál és a Galuzsnya-tető Ny-i oldalában. A fennsík nyugati részén, a fekete-sári elágazásnál vörös és zöld színű, mandulaköves, mészkőtöredékes vulkanit települ közbe. Valószínűleg szintén vulkáni eredetűek azok az 0,5–5 cm vastagságú, vörös és zöld színű, préselt, fillitszerűen kifényeződött felszínű agyagrétegek, melyek a Nagy-fennsík több pontján is megtalálhatók (pl. kurta-bérci elágazás, a Lusta-völgy felső szakasza, Büskés-hegy). A formáció tetején jelenik meg néhol az apró krinoideatöredékeket bőven tartalmazó, lemezses elválású mészkőváltozat. Emellett (esetleg ezzel összefogazódva) helyenként töredezett szerkezetű lesz a mészkő, ez a Répáshutai Mészkő felé közeledve egyre több és nagyobb rózsaszín, világosvörös mészsaplepcsőt tartalmaz.

Korát elsősorban a fedőjébe települő Rónabükki Mészkő határozza be. A Nagy-fennsík nyugati felében, az Olaszkaputól É-ra, még a Fennsíki Mészkőben talált conodonták (É felé fiatalodó) karni kora (VELLEDITS 1999) összhangban van a rátelepülő Rónabükki Mészkő nori korával. Értelmezésével szemben ez az adat nem a platform karni eleji elsüllyedését jelzi, hanem azt, hogy a platform a karni végén még létezett (a Conodonták csupán a pelágikus körülményeket jelzik, nem a vízmélységet).

Az intraplatform medencék fejlődése

A már lesüllyedt blokkokon mélyebbvízi mészkőképződés vált uralkodóvá. Ebbe a medencébe települt a karni emelet végén az újabb vulkáni esemény terméke, a *Szinivai Metabazalt*. Kapcsolatos lehet ezzel a vulkanizmussal a süllyedés felgyorsulása: a nori emelet elejére a platformok befulladtak, általánossá vált a medencekifejlődés. Feltételezhető a kapcsolat a bázisos vulkanizmus és a Répáshutai Mészkő hematitosodása közt is.

Az ily módon kialakult pelágikus medencékben és lejtőkön képződött a *Felsőtárkányi Mészkő Formáció*. Lejtőn való lerakódásra utalnak az iszapcsúszások, felszakadozott szakaszok. A platform közelségét jelzi a sekélyvízi eredetű mészsap és üledékes breccsakonglomerátumtek megjelenése. A márga közbetelepülések szürke, világos zöldesszürke, mállottan sárga színűek. Ósmaradvány-együttese is kevert, platformperemi, pelágikus és mélyebb vízben élő alakok egyaránt megtalálhatók benne. Gyakori jelenség az epigén dolomitosodás. A mészkőből képződött piszkosfehér, cukorszövetű dolomit nagyobb előfordulásai *Belvácsi Dolomit Tagozat* néven elkülöníthetők.

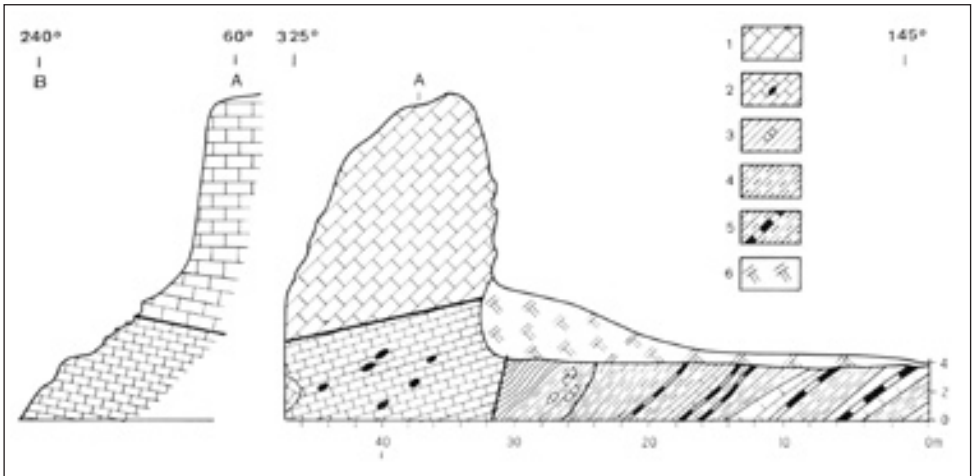
A formációból előkerült makrofaunát Balogh (1964) összesítette. A Felsőtárkány 7. sz. fúrásból közölt koradatok alapján a formáció kora a ladin-karni határtól a kora-rhaetiig terjed (VELLEDITS 2000). A Hór-völgyben a Bervai Mészkőre az alsó-középső noriban következik.

A Nagy-fennsík körzetében a medencefáciesű mészkőeket korábban két formációra különítették el: a legfelső-ladin-karni korú *Hollóstetői Mészkő Tagozatra* (amely pelágikus intraself medence kifejlődésű), valamint a – a Nagy-fennsík nyugati részén, mindig a Répáshutai Mészkő közbeiktatódásával platformra települő – nori korú *Rónabükki Tagozatra* (amely pelágikus medence kifejlődésű, szürke, tűzköves, márga közbetelepüléses mészkő).

A karni emeletben újabb vulkáni esemény következett be, ennek során képződött a *Szinivai Metabazalt Formáció* (korábban az „ohutai diabáz” része volt). A formáció közetei részben a Vesszősi Pala Formációban (*Létrási Metabazalt Tagozat*), részben a Felsőtárkányi Mészkő Formáció Hollóstetői Mészkő Tagozatában (*Szinivai Metabazalt*) jelennek meg. A metabazaltok között lávaközetek és sekély mélységű intrúziók/telepek találhatók (SZOLDÁN 1990).

A felsőtárkányi Vár-hegy déli lejtőjében a bazalt alatti mészkőrétegből kimutatott *Gondolella polygnathiformis* késő-karni (tuvali) kort bizonyít.

A Bükkfennsíki Mészkő Formációhoz szorosan kapcsolódó *Répáshutai Mészkő Formáció* a Nagy-fennsík platformjának elsüllyedését jelzi. Lejtőlábi, illetve hemipelágikus medencefácies, amely a lépcsőzetesen lezökkent karbonátplatformrészek helyén kialakult medencék peremén és belső részein képződött. A tovább élő platform pereméről letöredező mészkődarabok keveredtek a platform lagúnájából kimosódó mészsap, valamint a platform-



6. ábra. A bányahegy alapszelvény (Riedel et al. 1988).

1. világosszürke zátymészkö (Bükkfennsík Mészkö), 2. vörös, krinoideás mészkő a zátymészkö olisztolitjaival és vörös tűzkölcensékkal (Répáshutai Mészkö), 3. vörös, radioláriás agyagkő és radiolarit, a krinoideás mészkő a zátymészkö olisztolitjaival, 4. vörös radiolarit, 5. zöld és barna radiolarit, átülepített mészkő-betelepülésekkel (3–5. Bányahegy Radiolarit), 6. talaj, lejtőtörmelék.

lejtő magasabb részéről, teraszairól származó krinoideatöredékekkel. A breccsa a lejtőnek támaszkodó törmelékűpukban halmozódhatott fel, meredek, eróziós lejtő leszakadásával, tenger alatti kőomlással keletkezett ún. talus-breccsának tekinthető. A folyamatos és epizodikus újratüledések az egyes kőzetfélések változatos kombinációit hozták létre. A differenciált aljzatmorfológia miatt fellépő üledécsuszamlások, üledékmosások tovább bonyolították a fáciesképet.

A rhaeti emeletben ma még ismeretlen okból az *üledékképződés megszakadt*, és hosszú idő telt el, míg a terrigén törmelékanyag a selfekről utat talált az időközben kialakult mélytengerbe. Ezzel magyarázható a triász végétől a jura közepéig tartó üledékszünet.

Ez a mélytenger tulajdonképpen riftárok, a paleozoikum végére kialakult szuperkontinens (Pangea) részeinek szétúszásával kapcsolatos. A Tethys nyugati végén számtalan kisebb-nagyobb kontinentális töredék (mikrokontinens) volt, ezek egymástól többé-kevésbé függetlenül mozogtak, ezáltal több kisebb-nagyobb szubdukciós és rift zóna keletkezett. Közülük származási helyként legnagyobb valószínűséggel – a Bükk kifejlődési kapcsolatait ismerve – a *Vardar zóna* vagy a vele csaknem párhuzamos *Dinári Ofiolit zóna* jöhet számításba.

A rift kinyílásakor kialakult egyik vulkáni centrum alkotja a *Szarvaskői Bazalt Formáció*

kőzetanyagát. A víz alatti vulkáni kúpok lejtőin hialoklasztit folyásokba lávaárak, párnaláva-halmazok (pillow-lávaképződmények) ágyazódtak. A láva a kontinentális lejtő lábát borító, nagy nedvességtartalmú, alig konszolidált iszpra ömlött, az üledék kismértékű pirometamorfi hatást mutat az érintkezési zónában. Terrigén turbidit üledékek a bazaltterület belsejében is felbukkannak, mutatván, hogy a turbiditok disztális része elérte a rift zónát, tehát az egykori kontinentális lejtő lába nem lehet messze.



7. ábra. A Pannon-medence ajzatát felépítő egységek helyzete és ősföldrajzi kapcsolataik a késő-triász idején. DKH – Dunántúli-középhegységi egység, DRZ – Dráva vonulat, AG-R – Aggtelek-Rudabányai egység, K.D. – Középdunántúli egység (Haas János 1994 szerint)

A vulkáni centrum körzetében az üledék-összletbe nyomult magmás testek lassú kihűlésével keletkezett bázisos intrúziósorozat a *Tardosi Gabbró Formáció*. Az érintkező üledékben 0,5–10 m vastag termokontakt zóna (kontakt szaruszirt) alakult ki. Nem azonos a valódi óceáni kéreg gabbró rétegével (sheeted dyke komplex). A Töbérc-bánya csillámos kontaktusának muszkovitjában mért K–Ar radiometrikus átlagkor 165 ± 5 millió év (ugyanitt amfibolon mért átlagkor 166 ± 8 mill. év) (ÁRVÁNÉ SÓS et al. 1987). A Varga-tetőn az intrúzióhoz termális kontaktussal kapcsolódó palás aleurolit-radiolaritbetelepülése középső-bajóci (KOZUR et al. 1984), az újraértékelés szerint késő-bajóci korú.

A medencetágulás megakadással a bazalt-vulkánosság rövidesen leállt, valódi óceáni kéreg nem alakult ki, a pereméről bezúduló törmeléken üledék gyorsan töltötte fel a medencét. A medence egyik oldalát kontinentális térség alkotta, innen idősebb mészkőtömbök (olisztolitok, olisztotrimmák) és metamorf kőzettöredékek is származnak (fillit, csillámpala, metamorf homokkő, gránit). A másik oldalon sekélytengeri platformkarbonát-képződés folyt, ebből származnak a mészszipa formájában áthalmazódott jura időszaki mészkövek.

A Délnyugati-Bükk legidősebb jura képződménye a *Jómarci Mészkő Formáció*. Bár nincs eredeti települési helyzetében, az előfordulás mérete indokoltá teszi az önálló formációba sorolását.

Sekélytengeri eredetű, világosszürke színű, onkoidos, foraminiferás mészkő. A bükki rétegsorban idegen elem, mai helyzetében valószínűleg az egykori üledékgyűjtőbe csúszott nagy lemezszerű (olisztoplaka) és tömb (olisztotrimma) sor. Megerősíti ezt a feltevést a mészkőtömbök K-ről Ny-ra csökkenő mérete is. Eredeti faciése sekély szublitórális, platóperemi medence. Az onkoidok és a bekérgezések erősen mozgatott vízi környezetre utalnak. A mészkőben található foraminifera színemuri–pliensbachii kort jeleznek.

Csontos László szerkezeti modellje szerint a jura képződmények két szerkezeti egységbe oszthatók. A *Bükki Parautochton* egység részét alkotja a triász képződményekre települő Bányahegy Radiolarit Formáció és a Lökvölgyi Formáció, míg a többi (a magmatitokkal együtt) a *Szarvaskői Takarórendszer* alkotja (CSONTOS 2000). E sorok írója szerint a takarók léte nem bizonyítható, modellje (folyamatosan feltöltődő rift árok) alapján a képződmények egy rétegsorba rendezhetők (PELIKÁN 2000).

A felszíni feltárásokban a triász kőzetekre

települő első jura képződmény a *Bányahegy Radiolarit Formáció*. A viszonylag nagy vastagságú, földtanilag rendkívül gyorsan felhalmozódott radioláriás iszap keletkezése kapcsolatos lehet a kialakult medence magmás aktivizálódásával (*szarvaskői rift*). A radiolarit kizárólagossága arra mutat, hogy nincs számottevő törmelékbeáramlás. A kovagazdag üledék karbonátkompenzációs szint alatt, feltehetően nagyobb mélységben halmozódott fel (közeli vulkáni tevékenység esetén nem szükséges abisszikus mélységet feltételezni). Az epizodikus megjelenő karbonáttörmelék kiemelt helyzetű blokkok közelségét jelzi.

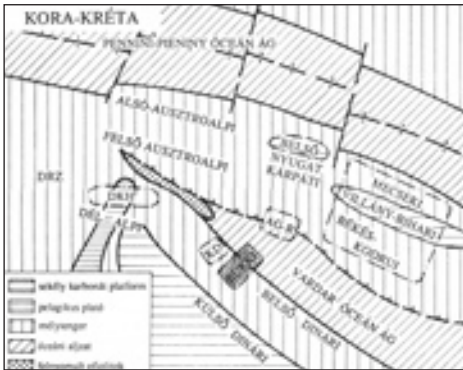
A formáció Radiolaria faunája általában rossz megtartású, pontos kor jelzésére alkalmatlan, kallowi–oxfordi intervallumot jelez. Pontosabb (középső–kallowi) kort adott a Zsilipes-lápától D-re gyűjtött minta.

A karbonátplatform szétadarabolódása következtében kialakult mélymedencében felkavarodott sűrű iszaparak formájában felüledő finomtörmelékből halmozódott fel a *Lökvölgyi Formáció* (terrigén turbiditsorozat). A mélytengeri törmelékkúp távoli (disztális) részét képviseli. Az üledékáthalmazódás szüneteiben, valamint a turbiditétől nem érintett területeken radiolaritképződés folyt. Közvetlen koradat nem ismeretes belőle, települési helyzete alapján késő–dogger–kora-malm.

Fedőjében a *Mónosbéli Formációcsoport* valamelyik tagja következik, e sorok írója szerint üledékátmenettel, Csontos László szerint tektonikusan.

Ez mélyvízi környezetben felhalmozódott üledékegyüttes, mely az eredeti sekélytengeri környezetből törmelékfolyással, zagyákkal halmozódott át. Uralkodóan fekete színű agyagos aleurolitból áll, néhol homokkő (*Vaskapui F.*) és radiolarit (*Csipkéstetői F.*) testekkel. Területenként változó mértékben tartalmaz mészkőbetelepüléseket, ezek megjelenési formája alapján bontható formációkra (*Mónosbéli, Oldalvölgyi, Bükkzsérci*). A bazaltterületek közelében megjelenő mangánlencsés, -gumós palák *Rocska-völgyi Formáció* néven különíthetők el.

Feltételezhetően az óceáni rift tágulásának elakadása után a medence egyik oldalán levő karbonátos plató anyagszolgáltató szerepe felerősödött, így a több irányból érkező, eltérő összetételű törmelékanyag epizodikus keveredése rendkívül változatos felépítésű kőzetegyüttest hozott létre. A képet tovább színesítik az üledékképződési szünetekben leülepedő, lencseszerű radiolarittestek, valamint a kis kiterjedésű vulkanitbetelepülések.



8. ábra. A Pannon-medence ajzatát felépítő egységek helyzete és ősföldrajzi kapcsolataik a kora-kréta idején. DKH – Dunántúli-középhegységi egység, DRZ – Dráva vonulat, AG-R – Aggtelek-Rudabányai egység, K.D. – Középdunántúli egység (Haas János 1994 szerint)

A formációcsoport valamennyi formációja késő-dogger–malm korú.

A késő-juránál fiatalabb mezozoos kőzet nem ismeretes a Bükkből. Bár az üledék-felhalmozódás a kora-krétában is folytatódhatott, ezek azonban a *középső-kréta regionális gyűrődést, metamorfózist és kiemelkedést* követő, óharmadkor eleji *szárazföldi lepusztulás* során megsemmisültek. Ennek során több ezer méter vastagságú kőzetegyüttes tarolódott le, erősen tagolt térszín alakult ki, sok helyen a triász mészkő is felszínre került. A paleocén – mélyebb eocén időszakban volt a hegység első jelentős karstosodása. Ebből azonban nagyon kevés jelenség maradt meg felismerhető állapotban: ami fennmaradt, az a felső eocén képződmények alatt őrződött meg.

A HARMADIK ÜLEDÉKCIKLUS. PALEOGÉN

A fedőképződményeket létrehozó harmadik nagy üledékciklus a késő-eocénban indult, és a pannon végéig tartott. Két nagyobb alciklusra bontható. Az oligocén közepén, a kiscelli emeletben volt. Kérdéses azonban a Bükk teljes elborítottága, hiszen a hegység belsejéből hiányoznak az eocén és mélyebb oligocén képződmények. Ez ugyan lehetne későbbi lepusztulás eredménye is, de a Kis-fennsíkon az alciklus regressziós szárnyán a triászra közvetlenül települő egi emeletbeli Csókási Formáció jelzi, hogy igenis maradtak fedetlenül részek a paleogénben. Ugyancsak közeli szárazföldet jelez a Kiscelli

Formációba települő, kizárólag bükki eredetű Noszvaji Kavics.

A paleogén üledékciklus kezdőtagja, a *Kosdi Formáció*. Alsó része szárazföldi kifejlődésű, kőzettörmelékes tarkaagyag, melyben a törmelék a környezetből származó osztályozatlan, koptatlan vagy alig koptatott tűzkő, radiolarit, kovapala, ritkábban mészkő. Felső része már a Szépvölgyi Mészkő Formáció felé való átmenetet jelzi, a DNY-i Bükkben bőven található benne tűzkő- és radiolaritkavicsok is. A Kosdi Formáció alsó része semmilyen ősmaradványt nem tartalmaz, a felső rész molluszkái, elsősorban a *Cerithium*-ok csak a csökkentsósvízi fáciest jeleznek. Felső korhatára a Szépvölgyi Mészkő Formációból adódik, mégpedig a felső-eocén priabonai emeletének alsó részében, alja lenyúlhat a középső-eocén bartoni emeletének legfelső részébe is.

A Kosdi Formáció elterjedése és vastagságváltozása tagolt domborzatot jelez. Ebből a triász mészkövek szirtszerűen kiálltak, míg elsősorban a puhább jura kőzetekben völgyek, kisebb mélyedések alakultak ki. Ezekben halmozódott fel a szárazföldi törmelék, egyúttal ki is egyenlítve a domborzati különbségeket.

A bükki eocén fő tömegét alkotó *Szépvölgyi Mészkő Formáció* három területen van felszínen. A Délnyugati-Bükkben Egertől Bükkzsércig követhető, itt majdnem mindentűt a Kosdi Formációból fejlődik ki. Kivétel a Bükkzsérc fölötti Mákszem, ahol fűrőkaagyalányomos Bükkzsérci Mészkő Formáción fekszik. Kifejlődése és a benne található ősmaradványok (nagyforaminiferák, corallinaceák, korallok, Ostreaék) alapján a Szépvölgyi Mészkő sekélyvízi platformkarbonát. A formáció felső részén található diverz fauna már a platform elsüllyedésének kezdetét jelzi, az Orthophragminák a külső selfre utaló jellegzetes alakok.

A bükki Szépvölgyi Mészkő kora a priabonai második felében rögzíthető; képződése egészen az eocén végéig tartott, hiszen a rákövetkező Budai Márgából már csak oligocén koradatok állnak rendelkezésre.

A *Budai Márka Formáció* szinte mindig nagyforaminifera-mentes, ami döntő különbség a Szépvölgyi Mészkőhöz képest. A síkfőkúti kőfejtő meghosszabbításaként létesített árokban található nagyforaminifera-tartalmú homokos mézsmárgapadok allodapikus, magasabb térszíni helyzetből áthalmozott üledékeknek tűnnek, a bennük lévő nagyforaminiferák közül a *Spiroclypeus*-ok (KECSKEMÉTI–VARGA 1984) még az eocénből ülepedtek át. A Budai Márka valódi korának meghatározásánál csak a

benne autochton helyzetben lévő, nem áthalmozott planktonszervezeteket szabad figyelembe venni. Ezek szerint a Budai Márga képződése a Bükkben lényegében csak az oligocén legelején kezdődött meg, és itt a Szépvölgyi Mészakő/Budai Márga határ egybeesik az eocén/oligocén határral. A formáció képződésének végét a Kisgyőrből kimutatott NP 22-es és a Kis-Egeden a fölé települő Tardi Agyagból származó NP 23-as koradat határolja be, így az nagyjából az NP 22/23-as zónák határának felel meg.

Eszerint a Bükkben a Budai Márga az oligocén legalsó részét, a kiscelli emelet alját képviseli, ami a standard beosztásban (HARDENBOL et al. 1998) a rupéli emelet alsó részének felel meg.

A Budai Márga normális oxigénellátottságú medencefáciesű képződmény, az eucin fáciesű Tardi Agyaggal szemben a laminitek még hiányzanak. A platform hirtelen lezökkenését, a megnövekedett reliefenergiát az allodapikus mészkőpadok és a bennük található, az eocénből áthalmozott nagyforaminiferák jelenléte jelzi.

Csak a D-i Bükkből ismert a Budai Márgából kifejlődő *Tardi Agyag Formáció*. Három részre osztható (BÁLDI 1983): a 10–20 m vastag alsó laminitet a Bükkből még nem sikerült kimutatni, a kis-egedi feltárásból is hiányzik. A középső szintet 20–30 m vastag világos drapposzürke, agyagos aleurit képviseli, melyben viszonylag ritkák a laminitek. E szintben van a csak az Eoparatethysre jellemző és Magyarországon egyedülként a Kis-Eged oldalában a felszínen is megtalálható endemikus kagylófauna, melynek legjellegzetesebb eleme a *Cardium lipoldi*, *Ergenica cimlanica* és *Janschinella melitopolitana*. A felső szint 30–40 m vastag és jellegzetesen laminites, sőt gyakran kovásodott is, ami keménnyé és helyenként csengő hangúvá teszi. Ebben a szintben a leggyakoribbak a hal- és levélmaradványok, melyeken kívül semmilyen makrofosszília nem ismeretes belőle. A halak faunalistája Weiler, míg a levelek és szárnyas termések listája Andreánszky és Hably munkáiban található meg (WEILER 1933; ANDREÁNSZKY 1955, 1956, 1957, 1959; HABLY et al. 1999).

A laminitekben milliméteres vastagságú sötétszürke és fehér lemezkék váltakoznak. Az utóbbiak teljes egészében coccolithokból állnak, ami egy-egy nannoplakton virágzási eseménynek felel meg. A mészvázú nannoplakton a *Sphenolithus distentus* jelenléte alapján az NP 23-as zónát jelzi, ami mind a kiscelli, mind a rupéli emelet középső részére jellemző (NAGY-MAROSY 1989, 1991).

A Tardi Agyag magas szervesanyag- és bakteriopirittartalmú laminitjei euxin medencét jeleznek, összhangban a *beltengeri jellegű Eoparatethys* kialakulásával. A világóceánnal csak tengerszorosokon át összeköttetésben lévő medencében a vízoszlop só- és oxigéntartalma gyakran rétegzetté vált, minek következtében a tengerfenéken gyakori anoxia alakult ki. Ebben a pangó, mozdulatlan vízben ülepedtek le a laminitek. A beltengerbe a szorosokon keresztül időnként egy-két mészvázú nannoplakton besodródott, melyek aztán hirtelen virágzásnak indultak, az aláhulló elhalt kokkolitok kialakították a meszes lemezkéket.

Bár a Tardi Agyag mindvégig tengerben képződött, amit a benne lévő halak taxonómiai összetétele bizonyít, a beltenger sóartalma a benne található ostracodák és molluszkák alapján ingadozó volt.

A típusos *Kiscelli Agyag Formációt* a mol-luszkafauna és az Ostracodák alapján sekélybatiális képződményként jellemzik (BÁLDI 1983; MONOSTORI 1985, 1986). A Bükk szegélyén azonban valamivel kisebb, inkább szublitórális mélységet kell feltételeznünk, sőt a mai Magas-Bükk valószínűleg *szigetként* emelkedett ki a késő-kiscelli tengerből. Erre utal a bükki lehordási területű, fluxoturbidites Noszvaji Tagozat jelenléte, a Kiscelli Agyag valószínűleg elsődleges hiánya a Csókáson található transzgresszív egerien (Csókási Formáció) alatt, valamint a formáció D felé rohamosan növekvő vastagsága.

A speciális kifejlődésű északkeleti-bükki Kiscelli Agyag a palynológiai vizsgálatok szerint (elsősorban a hosszú szállítást nem tűró fenyőpollenek alapján) partközeli, sekélytengeri képződmény (NAGY 1991). Összevetve ezt az eredményt azzal a ténnyel, hogy a képződményben semmilyen durvatörmelék nem jelenik meg, ez a közeli part mindenképpen nagyon lapos kellett, hogy legyen. A Várbo 75. sz. fúrás helyétől légvonalban mindössze 3 km távolságban lévő csókási szelvényből a Kiscelli Agyag valószínűleg elsődlegesen hiányzik, így a korai oligocénban a tengerpart e távolságon belül lehetett.

A noszvaji Cseres-tetőtől a szőlőskei bányáig nyomozható, több mint 5 km hosszú, 1–1,5 km széles fluxoturbidites kavicselőfordulás a *Kiscelli Agyag Noszvaji Tagozata*. A képződményt Schréter a Hárshegyi Homokkővel azonosította, míg Balogh burdigaljai alapkavicsnak tartotta (SCHRÉTER 1943, 1952; BALOGH 1964). Elsősorban a szőlőskei kavicsbánya és a noszvaji Boldogasszony-dűlő vizsgálata alap-

ján egyértelműen kimutatták, hogy az összlet a Kiscelli Agyag legfelső részébe települ be (BÁLDI–SZTANÓ 2000a). A Noszvaji Tagozat részletes elemzése alapján egy Bükkből lezúduló folyó deltájának szubmarin csatornakitöltése, hordalékkúpja. Erre utal az azonosíthatóan bükkii eredetű kavicsanyag, a kőzettest elnyúló formája, D felé való kiékelődése és az összlet szedimentológiai jellemzői, melyek a lehordott törmelékanyag gravitációs tömegmozgására, zagyárként való lezúdulására („fluxoturbidit”) utalnak.

A kavicsanyag jó és kiváló kerekítettsége a tengerparti hullámveréses övben való hosszabb tartózkodással magyarázható, ami egy hegyről lezúduló folyó esetében nem túl meggyőző, hiszen ebben az esetben a nagy energiával érkező kavicsokat előbb meg kell állítani a tengerparton (hogy ott lekophassanak), majd újra el kell indítani hasonlóan nagy energiával, hogy gravitációs tömegmozgással az 50–300 m mélységűre becsúszott tenger fenekére érkezhessenek (BÁLDI–SZTANÓ 2000a). Sokkal valószínűbb egy idősebb kavicsos összlet áthalmozása, melyben a kavicsok az elsődleges felhalmozódás során koptatódtak le. Ilyen a hasonló anyagú és megjelenésű a felső eocén Koldi Formáció felső szakasza.

A hegység kainozóos fejlődéstörténete szempontjából kiemelkedő fontosságú paleogén képződmény a *Csókási Formáció*. Jámbor Áron térképezte először. Balogh térképén felső-eocén mészkőként szerepel. Arkolással feltárt rétegsorát Less írta le részletesen, és állapította meg késő-oligocén korát (JÁMBOR 1959; BALOGH 1963; LESS 1991).

A csókási szelvény bio- és litofáciесеi ingresszívnel elöntött, karsztosodással tagolt reliefre utalnak, ahol a tengermélység 30–50 m-es lehetett, közeli, meredek parttal, ahonnan a többszörösen áthalmozott, bioerodált mészkő-görgetegek származhattak. A csókási képződmények betemetődéses diagenezisfoka igen alacsony, miszerint itt egy km-nél vastagabb üledékes betemetődés sosem volt (VICZIÁN 1996). Ezen adat és az egerien korú csókási szelvény transzgresszív jellege miatt valószínű, hogy a Magas-Bükk egyes részei a paleogén teljes időtartama alatt szigetként álltak ki a környező tengerből.

A csókási szelvényből meghatározott mészvázú nannoplankton az NP 24–25-ös zónánál pontosabb korbesorolást nem tesz lehetővé. A nagyforaminifera-fauna az SBZ 23-as zóna legelját indikálja, ami a katti emelet alsó és

középső harmadának határát jelzi. A részletes vizsgálatokból következően a csókási szelvény oligocénje az egerien bázisán foglal helyet.

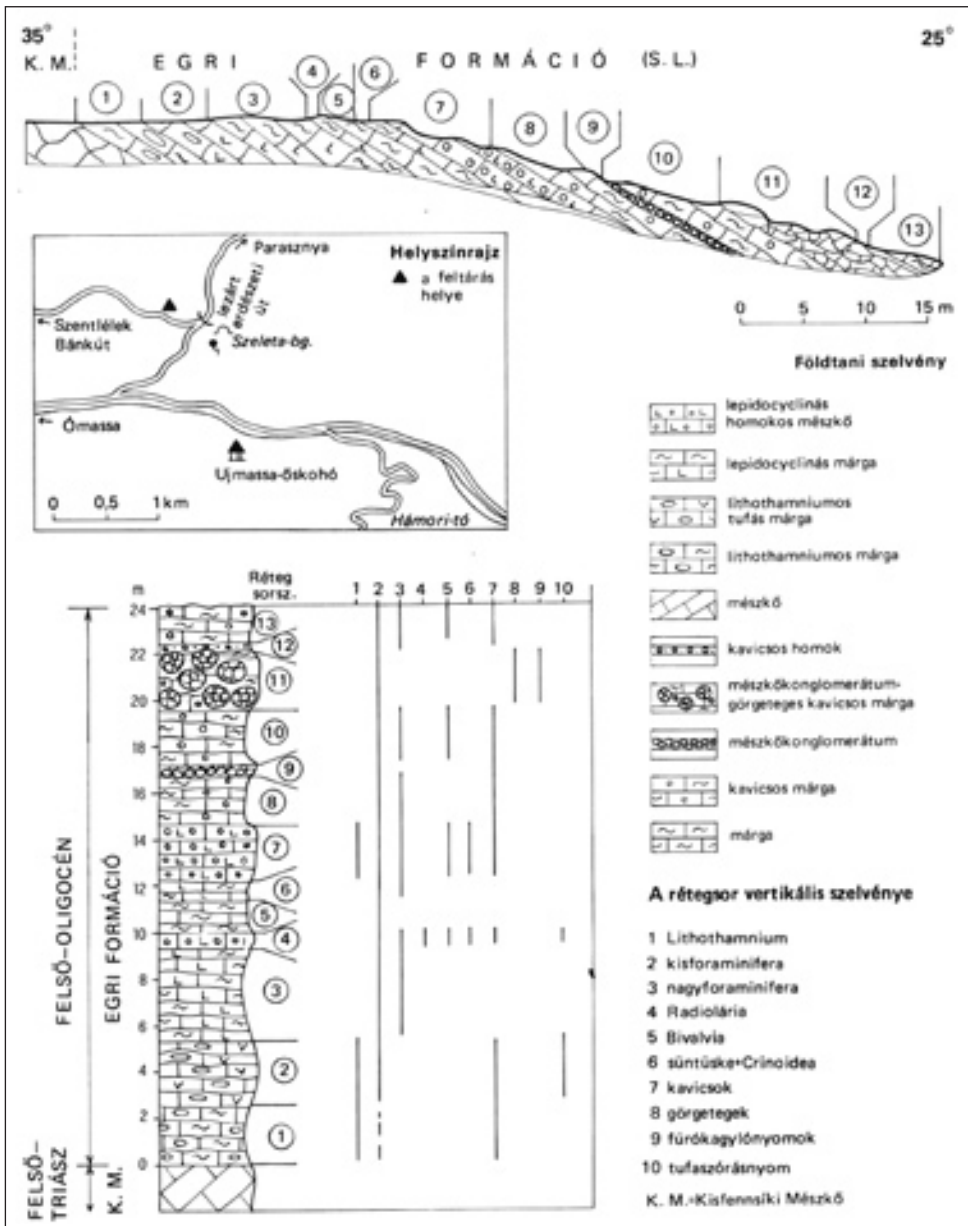
Less újabb vizsgálatai alapján szintén a Csókási Formációba sorolta a diósgyőri öntödei homokfejtés korában felső-eocénnak tartott rétegsorát, azonban csókásítól eltérő körülményeket állapított meg. Az öntödei célra megfelelő, tiszta kvarchomok nagyvastagságú összletének kialakulásához intenzív, part menti hullámverésre volt szükség. Egy-két esetben kisebb lagunák fűződhettek le, melyekben rövid életű tőzegláp alakult ki. A hosszú ideig tartó part menti környezetet rövid időre karbonátplatform követte, amelyen lithothamniumos mészkő képződött, majd a tenger viszonylag gyors előnyomulásának következtében homokos márga ülepedett le.

A Bükk D-i részéjén mindentűn a Kiscelli Agyagból fejlődik ki az *Egri Formáció*. A „klaszszikus” egri, novaji és noszvaji feltárásokban méregzöld, tufás, glaukonitos homokkő a kezdő rétegtag. Benne gazdag, de elég rossz megtartású, az egerien bázisán megjelenő molluskafauna található, magányos korallokkal, ritkán *Miogyopsis*-kal. Efölött a novaji Nyárjas-tetőn és néhány környékén mélyült fúrásban (Bogács I., Szomolya I. sz.) 4–5 m vastagságban lepidocyclinás márga, lithothamniumos lepidocyclinás mészkő, zöldessárga, glaukonitos, nagyforaminiferás agyag, végül zöldessárga, nagyforaminiferás finomhomokkő települ. Ezek a formáció bázisrétegei, melyeket Báldi *Novaji Tagozat* néven különített el (BÁLDI 1983).

A Novaji Tagozat fölött, a nagyforaminiferák eltűnésével kezdődik az Egri Formáció legjellegzetesebb tagja, a molluskás agyag, melynek legszebb feltárása az egri *Wind-féle téglagyárban* tanulmányozható. Efölött agyag és homokkő váltakozik, a homokkővekben gazdag sekélytengeri molluskafaunával, majd brakkvízi-tavi agyag- és kavicskőzetelepedéses durvahomok zárja a rétegsort. Ez az utolsó rétegtag legjobban az andornaktályai homokbányában van feltárva.

Az Egri Formáció mint az egri emelet sztratotípusa korviszonyait Báldi Tamás elemezte részletesen (BÁLDI et al. 1999; BÁLDI – SZTANÓ 2000b). Mindezek alapján az Egri Formáció csak az oligocénra korlátozódik (annak ellenére, hogy maga az egri emelet átnyúlik a miocénba is), ezen belül a katti emelet felső kétharmadát tölti ki. Ez megfelel az NP 25-ös nannoplankton zóna teljes terjedelmének, illetve az SBZ 23-as sekély bentosz zóna szintén teljes egészének.

A Kiscelli Agyag képződését lezáró átmeneti



9. ábra. A Csókási Formáció alapszelvénye

regresszió után az Egri Formáció alsó része, a Novaji Tagozat újabb transzgressziót jelez. A transzgresszió a molluszkás agyaggal éri el a maximumát (kb. 70 m vízmélység), az e fölött következő két rétegtag a homoktartalom fokozatos növekedése és a molluszkafauna jellege alapján is már regresszív tendenciájú.

Az elsőkélyesedést jelzik az andornaktályai homokbányában megfigyelhető árapály-jelenségek is (SZTÁNÓ et al. 1991).

Ezt követően a tenger teljesen visszahúzódott, a szárazulaton erőteljes lepusztulás ment végbe. A bükkaljai mélyfúrásokban tapasztalható, hogy a lepusztulás nyugatról ke-

let felé egyre nagyobb vastagságú üledéket távolított el, Kisgyőrtől keletre már a teljes eoecén is hiányzik.

A Bükk ÉNy-i és Ny-i előterében a paleogén folyamán csaknem végig szárazföld volt, csupán az egri emelet végén (már a miocénba átnyúló szakaszában) érte el a transzgresszió. Bázisképződménye a *Felsőnyárádi Formáció* típusos molasszüledék sok durvatörmelékkel, tarkaagyagokkal és szénzsínórokkal.

A törmelékanyag egyértelműen helyi, bükki alaphegységi lefordási területet jelez. Legalja szárazföldi, folyóvízi. Följebb megjelennek a tengeri mikroplanktonok és a tengerpartra jellemző összemossott molluszka-héjtöredékek, de a tarkaagyag is előfordul, ezekben gazdag trópusi, szubtrópusi szárazföldi együtest (láp, édesvízparti erdő, szárazabb igényű elegyes erdő) mutattak ki (NAGY 1991). Efölött a közeg már egyértelműen tengeri (*Szécsényi Slír Formáció*, régebbi nevén Putnoki Slír). A kaolinit fokozatos kimaradása az agyagásvány-spektrumból is a szárazföldi területek távolodására utal.

A Bükk ÉK-i szegélyén, Varbó környékén előforduló törmelékes összletet Balogh még helvétii korba sorolta. A Diósgyőr 318. és Varbó 75. sz. fúrások azonban megmutatták, hogy az összlet nagy része az alsó riolittufa fektetésében települ, ily módon a *Felsőnyárádi Formáció* megfelelője; kisebb része (pl. az andó-kúti vasúti bevágásban) tekinthető csak az Egyházasgergei Formáció Egeraljai Tagozatának.

A képződmény diszkordánsan települ a paleogén különböző szintjeire. Jó felszíni feltárásai a parasznyai Baross-aknától DNy-ra, a Galyapatak DK-i oldalának meredek hegyoldalában, illetve a Varbóról Főnagyságra vezető erdészeti műút bevágásában találhatók. Közvetlenül használható koradat nem áll rendelkezésünkre. Miután azonban a Varbó 75. sz. fúrásban a képződmény folyamatosan megy át az ottnangi bázisát jelző Gyulakeszi Riolittufába, az pedig a szentelepes Salgótarjáni Formáció alsó szentelepebe, a képződmény az eggenburgi emeletbe helyezhető.

A korábbi bükki földtani térképeken negyedidőszaki képződmények azok a Déli-Bükkben található szárazföldi, közettörmelékes vörösayagfoltok, melyek a most elkészült földtani térképen a *Felsőnyárádi Formáció Vincepáli Tagozataként* szerepelnek. Viszonylag könnyű felismerni a Délkeleti-Bükkben, ahol közvetlenül mezozoós karbonátokra vagy ritkábban a Szépvölgyi Mészköre települt, annál nehezebb a palaterületeken elkülöníteni a valóban negyed-

időszaki, hasonló megjelenésű málladékoktól. Itt egyértelmű feltárást csak a Völgyfőház környékén sikerült találni. Jelenlétét a felszínen leginkább a lapos térszíneken uralkodó bő tűzkő-, illetve radiolarittörmelék árulja el. Biztos, hogy viszonylag idős képződményről van szó, hiszen a törmelékiszolgáltató kőzetek ma lényegesen mélyebb topográfiai helyzetben vannak, a fiatal, negyedidőszaki völgyek (Balla-völgy, Csúnya-völgy) a képződmény alá vágódnak. Kisgyőr környékén a felszínen és fúrásokban is (Kisgyőr 13. sz.) az ottnangi emelet Gyulakeszi Riolittufája fedi, másrészt Kácstól É-ra néhol megfigyelhető az eoecén mészkőre való települése. Ez kizárja a képződmény Kosdi Formációval való azonosíthatóságát. A képződmény oligocén kora ellen szól, hogy Kisgyőr környékén az oligocén tengeri kifejlődésű. Mindezek alapján a korai miocén (eggenburgi) kor a legvalószínűbb, hiszen ebben az időszakban a Bükk eleve kiemelkedett, és adva voltak a karsztosodás, illetve a karsztos mélyedésekben való felhalmozódás feltételei.

A DK-i Bükk belsejében található előfordulások mindegyike paleokarsztos kitöltésnek tekinthető.

VULKANIZMUS. NEOGÉN

Az oligocén végi–miocén eleji átmeneti regresszió után következő újharmadkori részciklus mélypontját a badeni emelet slírje jelzi. Ez is fokozatosan hódította meg a területet, a távolabbi medencéreszeken teljes miocén sorozat van, de a hegységperemen az alsó riolittufa szárazföldi kifejlődésű, a felsőtárkányi és a Nagyvisnyó környéki fúrókagylós tengerpart késő kárpáti korú. A Bükk belsejében is vannak szárazföldi képződmények, ilyen a Vincepáli Tagozat agyagos közettörmeléke és az édesvízi mészkő a Ny-i Bükkben. Ezek alapján a hegység teljes elborítotttsága csak a késő-badeni–kora-szarmatában képzelhető el. Az elborítotttság szükséges a Nagy-fennsíkon megjelenő tengeri üledékek magyarázásához.

A szárazföldi körülmények a Bükkalján a miocén badeni emeletének közepéig biztosan fennmaradtak, a Bükkalja riolittufái szárazföldön halmozódtak fel, csak a badeni emeletben jelennek meg közbetelepülő tengeri üledékek.

A *Gyulakeszi Riolittufa Formáció* szürkésfehér riolit ártufa különböző mértékű összesüléssel, ignimbrít padokkal, de hullott, lavina és áthalmozott tufa-tufit, esetenként gömbkonkréciós változatai több ciklusú kitoréssal („alsó riolittufa szint”). Az összesült, összeolvadt ignimbrít válto-

zata a *Kisgyőri Ignimbrít Tagozat*. Radiometrikus kora 18,5–21 millió év (legjellemzőbb a 19,5 millió év), de paleomágnese rotációja alapján is jól elkülönül a fedő tufaformációktól. Ez zömében az ottngai emeletnek felel meg.

A vulkáni működés elcsitultával viszonylag hosszú nyugalmi periódus következett, ezalatt a Bükkaljai régióban szárazföldi lepusztulás volt. A kárpáti emelet végén kevésbé kitarító intenzitással és jelentős kémizmusbeli változással újult meg a vulkáni működés, ennek terméke a *Tári Dácittufa* Formáció szárazföldön felhalmozódott dácitignimbrít-összlete, mely értelemben megfelel a hagyományos „középső riolittufának”. Radiometrikus korát 16–17,5 millió év közé teszik, és paleomágnese tulajdonságai alapján is jól megkülönböztethető a fekvő tufaösszlettel.

Ezután újabb nyugalmi periódus következett, amit a Bükkalja nagy részén a szárazföldi jellegből adódóan csupán diszkordancia vagy vékony vörösesarka agyagközbetelepülés jelez, ÉK-en viszont a Nyékládháza 1. sz. fúrás a dácittufa szint felett jelentős vastagságú tengeri, valószínűleg bádeni üledékösszletet harántolt.

A vulkanizmus a bádeni emelet előrehaladott részén újult ki, és kisebb-nagyobb szünetek közbeiktatásával a pannóniai emelet elejéig el-tartott (*Hársányi Riolittufa Formáció*). Az alsó és középső tufaösszletektől eltérően itt erősen lecsökkennek az ártufaterítések, és teljesen hiányoznak az összesült, összeolvadt ignimbrít változatok. Uralkodóan riolitos összetételű, de különösen az ÉK-i részen és a formáció felső részén előfordulnak dácit- és andezittufitos közbetelepülések. Itt már jóval több az üledékes (tufás homok, aleurit, agyag, diatomás tufit) közbetelepülés, ami ősmaradvány-tartalom esetén elősegíti a korbesorolást.

A radiometrikus vizsgálatok szerint a formáció kora 14,6–13,5 millió év közé esik, de az eddigi kevés vizsgálat sem horizontálisan, sem vertikálisan nem fedi le megbízhatóan az egész összletet.

A hagyományos tufaszintek közül megfelel a „felső riolittufának”, de a Bükkalja speciális kifejlődési viszonyai miatt a Galgavölgyi Riolittufa Formáció szűkebb időintervalluma miatt (kifejezetten szarmata) nem alkalmazható a bükkaljai fedő tufaösszletre.

A NYUGATI ÉS ÉSZAKI ELŐTÉR KÉPZŐDMÉNYEI

A Bükk több pontján is előkerült közvetlenül alaphegységre települt helyzetben (a korábbi

földtani térképeken nem szereplő) képződmény, a *Bélapátfalvi Édesvízi Mészkö*. Tatarítás megjelenése alapján forráskúp jellegű. A mészkőből néhány tornyoscsiga – Kókay József meghatározása szerint *Brothia escheri turrita* édesvízi csiga – negatívja került elő: amely a felső-oligocén–alsó-pannon fajöltőjű. A foglyasbérci előfordulásnál a fedőt alkotó kaolinos agyag a még folyamatban lévő palynológiai vizsgálatok alapján kárpátnál nem fiatalabb (Nagyné Bodor Elvira szóbeli közlése).

A hegység nyugati és északi előtéri süllyedékeiben a Gyulakeszi Riolittufa fölött, ennek hiánya esetén idősebb képződményekre települten következik a *Salgótarjáni Barnakőszén Formáció*, a Nyugat-Borsodi-medencében csak ottngai, a Kelet-Borsodi-medencében ottngai–kárpáti korú. Mocsári, csökkentsővízi tengeri homok, aleurit, agyag és barnakőszén rétegei építik fel.

Az alsó miocén transzgresszió kezdőtagja az *Egyházasgergei Formáció*. Partszegélyi-síkperti, néhol alapkonglomerátummal, kavicsal kezdődő, gyakran keresztrétegzett chlamysos homok, homokkő. A Nyugat-Borsodi-medencében a bázisán levő partszegélyi, transzgressziós, helyi mészkő és dolomit anyagú, gyér tengeri faunát tartalmazó, néhány tíz méter vastag homokos kavicsot *Egeraljai Kavics Tagozat* néven különítették el. A Bükk nyugati szegélyén ez a tagozat kárpáti korú (feltételezhetően késő-kárpáti), emiatt valószínűtlen a hegység korábbi tengerrelborítottága.

Rétegváltakozásos átmenettel, nehezen elhatárolható módon települ rá a *Garábi Slír Formáció*. Szürke, ciklikusan váltakozó homok, csillámos finomhomok, aleurit, agyag, agyagmárga sorozata, parttávoli-nyíltvízi kifejlődésben. Amussium, Tellina, Brissopsis makrofauna mellett gazdag a foraminiferafaunája és a nannoplanktonja. Jellemzőek az iszapmozgási és életnyomok, néhol gyakoriak az áthalmazott tufitcsinórok („helvét slír”). Típus területén, a Cserhátban csak kárpáti, a Bükk körzetében valószínűleg áthúzódik a bádenibe is. Felső határa is bizonytalan, összefogazódik, illetve váltakozik a rákövetkező riolittufával (Felnémeti F.).

A Bükk Ny-i előterében található riolittufát a korábbi földtani térképek a középső és a felső riolittufa szintbe sorolták. Miután az eddigi ismeretek szerint a középső szintnek megfelelő Tari Dácittufa itt hiányzik, a tufaösszlet kora pedig bádeni-szarmata, definíciószerűen nem felel meg a Galgavölgyi (felső) Riolittufának, ezért ideiglenes új összefoglaló nevet kellett ta-

lálni. Ez a *Felnémeti Riolittufa Formáció*, amely csak korban egyezik meg a bükkaljai Harsányi Formációval, összetételében nem. Elkülöníthető benne lapillis hullott tufa, összesült változat (ignimbrit), tuff és különböző mértékben áthalmazott, átmosott részlet (riolittufa anyagú homokkő). Ide sorolhatók a Pázsag erdészháztól délre (Fehér-kút, Tóth Mihály kaszáló, Hosszú-völgy) található, összesült, biotitos-horzsaköves riolittufa-előfordulások is, ahol az egykori vízi közegnek köszönhetően jelentős mértékben zeolitósodtak; valamint a Nagy-mezői-víznyelőnél feltárt bentonitosodott tufa is.

Ebbe a tufaösszetbe települ a *Dubicsányi Andezit Formáció*. Andezitagglomerátum, -tufa és -tufit anyagú vulkanitok, több m³ nagyságú, lávaeredetű piroxénandezit köztömbök, lávabreccsa és telér építik fel.

A Felnémeti Formáció tengeri üledékekkel váltakozik. A Bükk nyugati előterében általában a dombok tetején néhány 10 méter vastagságban, mintegy sapkát alkotva jelenik meg a felső-bádeni *Lajtai Mészke Formáció*. Lithothamniumos, molluszkás mészkő, molluszkás mészhomokkő (kalkarenit) meszes homokkő képződményeiből álló sekélytengeri képződmény, gazdag makrofaunával és bentosz foraminifera faunával („felső lajtamészke”).

A szarmata korú *Kozárdi Formáció* üledék-összlete változatos felépítésű, sekélytengeri, partközeli kifejlődésű csöskentsősvízi szürke, zöldesszürke molluszkás (ábrás-cardiumos, cerithiumos-hidrobiás) agyag-agyagmárga, homok, tufás homok, laza homokkő, tufás agyag, bentonit, mészmárga, mészhomokkő („cerithiumos mészkő”), alárendelten oolitos, szerpulás mészkő.

A szarmata rétegösszlet tetején megjelenő édesvízi (tavi, folyóvízi) és szárazföldi üledékek alkotják a (korábban használatoshoz képest lényegesen leszűkített tartalmú) *Sajóvölgyi Formációt*. Felfelé fokozatosan megy át az Edelényi Tarkaagyag és a Csereháti Riolittufa Formáció alsó-pannóniai képződményeibe.

A fokozatosan kiédesedő tengeri, valamint az egyre inkább szárazulattá váló térszínen a pannóniai korú képződmények elválasztása rendkívül nehéz. Biztosan pannóniai korú képződmények csak a Bükkalja déli szegélyén, a Harsányi Formációra közvetlenül települve találhatók.

Alsó része a *Csákvári Formáció*. Ez szürke és tarka agyag, agyagmárgás aleurit, huminites agyag, szenes agyag, lignit, továbbá a bázis közelében horzsakő anyagú homok, kavicsos homok rétegeinek sűrű váltakozásából áll. Delta síksági, (folyóvízi, mocsári, tavi) kifejlődésű,

50–300 m vastag képződmény. Erre települ a felső-pannon *Zagyvai Formáció* fluviális síksági, ártéri eredetű, laza, szenesedett növény-töredékeket tartalmazó, közép- és finomszemű homok, homokkő, aleurit, agyag és agyagmárga rétegeinek igen sűrű váltakozásából álló üledékegyüttes. A rétegsorban előfordulhatnak vastagabb, 10–20 m-es homokkő-betelepülések (mederkitöltések), és kisebb homokkőtestek (övezetny, áradási üledékek), valamint „tarka agyag”-ként leírt paleotalajszintek A formáció összefogazódik a vastag lignittelepeket tartalmazó, mocsári kifejlődésű *Bükkaljai Lignit Formációval*. A nagyfokú fáciashasonlóság és a faunahatározások bizonytalanságai miatt a két előbbi formációt nem lehet mindenütt biztosan elkülöníteni.

A szarmata-pannóniai határon kezdődött meg a mai hegység kiemelkedése, pannóniai képződmények a hegységperemtől távolabb láthatók, csak a keleti peremen, Mályinál közelíti meg azt. Ekkor indult meg az a mai napig tartó gyors vonalas erózió, amely feltalolta a korábban kiegyenlített felszíneket. Létrejötték a vékonyabb-vastagabb málladéktakarók, megkezdődött a hegység recens karsztosodása. Kevésbé kutatott a jégkorszak(ok) felszínformáló hatása. Kerekes József fosszilis tundralajt írt le Eger mellett, a hegyvidék sárgás és vörösbarna nyirokképződményeit a lösszel egyezően, porhullásból eredeztette (KEREKES 1936, 1938, 1941). Hasonló eredményre jutott Jámbor Áron a Nagy-fennsíkron mélyített aknáknak anyagának vizsgálatával (JÁMBOR ÁRON 1959). E sorok írója néhány fennsíki többör száraz magfúrással feltárt rétegsorában világossárga, mészkőtörmelékes agyag és vörösbarna, törmelékmentes agyag váltakozását írta le (PELIKÁN 1992). Vastagon fagyott felszínnel magyarázható a kicsorbult töbrökből, mészkőfelszínen húzódó V alakú völgyek keletkezése (ennek legszebb példája a Tányéros-töbrőnél van). A hegység utolsó jégkorszak utáni beerdősődése lefekezte ugyan a lepusztulást, az azonban változó intenzitással máig tart.

IRODALOM

- Andreánszky Gábor (1955): Neue und interessante tertiäre Pflanzenarten aus Ungarn I. *Annales Historico-Naturales Musei Nationalis Hungarici* (Budapest) 6. 37–50.
- Andreánszky Gábor (1956): Neue und interessante tertiäre Pflanzenarten aus Ungarn II. *Annales Historico-Naturales Musei Nationalis Hungarici* (Budapest) 7. 221–229.
- Andreánszky Gábor (1957): Neue und interessante tertiäre Pflanzenarten aus Ungarn III. *Annales Historico-Naturales Musei Nationalis Hungarici* (Budapest) 8. 43–45.
- Andreánszky Gábor (1959): Contributions á la connaissance de la flore de l'oligocène inférieur de la Hongrie et un essai sur la reconstruction de la Hongrie contemporaine. *Acta Botanica* 5. 1–2. 1–37.
- Árkai Péter (1973): Pumpellyite-prehnite-quartz facies Alpine metamorphism in the Middle Triassic volcanogenic-sedimentary sequence of the Bükk Mountains, Northeast Hungary. *Acta Geologica Hungarica* 17. 1–3. 67–83.
- Árkai Péter (1983): Very low- and low-grade Alpin metamorphism of the Paleozoic and Mesozoic Formations of the Bükkium, NE-Hungary. *Acta Geologica Hungarica* 26. 1–2. 83–101.
- Árkai Péter–Balogh Kadosa–Dunkl István (1995): Timing of low-temperature metamorphism and cooling of the Paleozoic and Mesozoic formations of the Bükkium, innermost West Carpathians, Hungary. *Geologische Rundschau* 84. 334–344.
- Árváné Sós Erzsébet–Balogh Kadosa–Ravaszné Baranyai Livia–Ravasz Csaba (1987): Mezozoós magmás kőzetek K/Ar kora Magyarország egyes területein. A Magyar Állami Földtani Intézet évi jelentése az 1985. évről. 295–307.
- Balogh Kálmán (1964): A Bükk hegység földtani képződményei. A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve 48. 2. 245–719.
- Balogh Kálmán (1980): A magyarországi triász korrelációja. Általános Földtani Szemle (A Magyarhoni Földtani Társulat Általános Földtani Szakosztályának időszaki kiadványa) 15. 5–67.
- Balogh Kálmán–Kozur, Heiz–Pelikán Pál (1984): Die Deckenstruktur des Bükkgebirges. *Geologisch–Paläontologische Mitteilungen, Innsbruck* 13. 3. 89–96.
- Báldi Tamás (1983): Magyarországi oligocén és alsó miocén formációk. Budapest
- Báldi Tamás–Less György–Mandic, Oleg (1999): Some new aspects of the lower boundary of the stage Egerian (Oligocene, chronostratigraphic scale of the Paratethys area). *Abh. Geol. Bundesanstalt (Wien)* 56. 2. 653–668.
- Báldi Tamás–Sztanó Orsolya (2000a): Gravitációs tömegmozgások faciesek és a vízmélység változásai a Bükk tengeri oligocén rétegeiben. *Földtani Közlöny* 130. 3. 451–597.
- Báldi Tamás–Sztanó Orsolya (2000b): Gravitációs tömegmozgások a Darnó zóna tengeri oligocén üledékeiben: a Dubicsány-31 fúrás értékelése. *Földtani Közlöny* 130. 4. 673–694.
- Csontos László (1999): A Bükk hegység szerkezetének főbb vonásai. *Földtani Közlöny* 129. 4. 611–651.
- Csontos László (2000): A Bükk hegység mezozoos rétegtani újraértékelése. *Földtani Közlöny* 130. 1. 95–131.
- Csontos László–Dosztály Lajos–Pelikán Pál (1991): Radioláriák a Bükk hegységéből. A MÁFI évi jelentése az 1989. évről 357–381.
- Dunkl István–Árkai Péter–Balogh Kadosa–Csontos László–Nagy Géza (1994): A hőrtörténet modellezése fission track adatok felhasználásával. A Bükk hegység kiemelkedéstörténete. *Földtani Közlöny* 124. 1. 1–24.
- Flügel, Eric–Velledits, Felicitász–Senowbari-Daryan, Baba–Riedel, Peter (1992): Rifforganismen aus „Wettersteinkalken” (karn?) des Bükk-Gebirges, Ungarn. *Geologisch–Paläontologische Mitteilungen, Innsbruck* 18. 35–62.
- Fülöp József (1994): Magyarország geológiája. Paleozoikum II. Budapest
- Hably Lilla–Báldi Tamás–Nagymarosy András (1999): Noszvaj, Kiseged. Eocén-oligocén rétegsor. 2. Magyar Óslénytani Vándorgyűlés, Noszvaj, 1999. május 7–8: 22–25, Magyarhoni Földtani Társulat Óslénytani-Rétegtani Szakosztálya, Budapest.
- Hardenbol J.–Thierry, J.–Farley, M.B.–Jacquin, T.–de Graciansky, P.-C.–Vail P. R. (eds.) (1998): Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. SEPM (Society of Sedimentary Geology), Special Publication, 60, Boulder, Col.
- Jámbor Áron (1959): A Bükk hegységi Kis-fennsík földtani újrazvizsgálata. A MÁFI évi jelentése az 1955–56. évről 103–122.
- Kecskeméti Tibor–Varga Péter (1984): Contribution to the Eocene/Oligocene boundary problem in new profiles in Hungary on the basis of large foraminifera. *Acta Geologica Hungarica* 27. 1–2. 125–141.
- Kerekes József (1936): A Tárkányi öböl morfológiája. *Földrajzi Közlemények* 64. 6–7. 83–100.
- Kerekes József (1938): Fosszilis tundratalaj a Bükkben. *Földrajzi Közlemények* 66. 4–5. 112–116.
- Kerekes József (1941): Hazánk periglaciális képződ-

- ményei. Beszámoló a m. kir. Földtani Intézet vitauiléseinek munkálatairól (A m. kir. Földtani Intézet 1941. évi jelentésének függeléke) 4. 97–149.
- Kozur, Heinz (1985): Biostratigraphic evaluation of the Upper Paleozoic conodonts, ostracods and holothurian sclerites of the Bükk Mts. Part II: Upper Paleozoic ostracods. *Acta Geologica Hungarica* 28. 3–4. 225–256.
- Less György (1991): A Bükk felső-oligocén kori nagy Foraminiferái. A Magyar Állami Földtani Intézet évi jelentése az 1989. évről 411–465.
- Monostori Miklós (1985): Ostracods of Eocene/Oligocene boundary profiles in Hungary. *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominatae, Sectio Geologica* 25. 161–243.
- Monostori Miklós (1986): Environmental changes in Eocene/Oligocene boundary stratotypes in Hungary based on ostracod faunas. *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominatae, Sectio Geologica* 26. 141–158.
- Nagy Eszter (1991): Jelentés a Varbó 75. sz. fúrás palynológiai vizsgálatáról. Kézirat, MÁFI Adattár.
- Nagymarosy András (1989): Cenozoic formations of North Hungary. In: Kecskeméti T. (szerk.): Guidebook. XXIst European Micropaleontological Colloquium. 4–13. 09. 1989. Hungary 37–47. Hungarian Geological Society, Budapest
- Nagymarosy András (1991): The response of the calcareous nannoplankton to the Early Oligocene separation of the Paratethys. Abstracts of the 4th INA Conference. *INA Newsletter* 13. 2. 62–63. Praha.
- Pantó Gábor (1951): Az eruptívumok földtani helyzete Diósgyőr és Bükkzentkereszt között. *Földtani Közlöny* 81. 4–6. 137–145.
- Pelikán Pál (1992): Adatok a Bükk hegység felszíni karsztfelődéséhez. A Bükk karsztja, vizei, barlangjai c. tudományos konferencia előadásai. Miskolci Egyetem, 259–268.
- Pelikán Pál (1999): A Felsőtárkány-7. fúrás (Bükk hg.) és környezetének triász–jura képződményei. *Földtani Közlöny* 129. 4. 593–609.
- Pelikán Pál (2000): A bükkzsérci fúrások (D-Bükk) jura képződményei és szerkezetföldtani jelentőségük. *Földtani Közlöny* 130. 1. 25–46.
- Pelikán Pál (2001): A Bükk hegység szerkezeti vázlatok. Fenntartható fejlődés és ásványi nyersanyagok az észak-magyarországi régióban. Az MFT Vándorgyűlése, Miskolc
- Schréter Zoltán (1943): A Bükk hegység geológiája. Beszámoló a m. kir. Földtani Intézet vitauiléseinek munkálatairól. A m. kir. Földtani Intézet 1943. évi jelentésének függeléke 5. 7. 378–411.
- Schréter Zoltán (1952): Földtani vizsgálatok a Bükk hegység déli részén. A MÁFI évi jelentése az 1944. évről 45–48.
- Szoldán, Zsolt (1990): Middle Triassic magmatic sequences from different tectonic settings in the Bükk Mts. NE Hungary. *Acta Mineralogica-Petrographica*, Szeged, 31. 25–42.
- Szتانó, Orsolya–Tari, G–Varga, Péter (1991): High frequency sea level changes in a late Oligocene barrier island – lagoon complex, Eger, Northern Hungary. First Int. Meet. of Young Geol. 63–64. Budapest.
- Velledits Felicitász (1998): A bükki középső és felső-triász rétegtani korrelációja és fejlődéstörténeti elemzése. PhD-értekezés. Kézirat, MÁFI Könyvtár
- Velledits Felicitász (1999): Anisusi szárazföldi üledékek az észak-bükki rétegsorokban (Az Alsósebes-vízi alapszelvény anisusi-ladin rétegei és a Miskolc-10. fúrás = Zsófiatorony). *Földtani Közlöny* 129. 3. 327–361.
- Velledits Felicitász (2000): A Berva-völgytől a Hór-völgyig terjedő terület fejlődéstörténete a középső-felső-triászban. *Földtani Közlöny* 130. 1. 47–93.
- Velledits, Felicitász–Péró, Csaba (1987): The Southern Bükk (N Hungary) Triassic Revisited: The Bervavölgy Limestone. *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominatae, Sectio Geologica* 27. 17–65.
- Viczián István (1996): Csókási felső oligocén agyag ásványtani vizsgálata. Kézirat, MÁFI Adattár
- Weiler Wilhelm (1933): Két magyarországi oligocén korú halfauna. *Geologica Hungarica. Series Paleontologica* 10. 1–54.