

A Pannon medence aljzatát különböző eredetű kéregfragmentumok (terréniumok) építik fel, amelyek eredetileg egymástól távol helyezkedtek el és csak a terciérben kerültek egymás szomszédságába. A Pannon-medence aljzatának déli részét az Európai lemezről a középső-jura – kora-kréta során levált Tiszai főegység (Tisia terrénium) alkotja. Északi részét az Adriai mikrolemez töredékeiből felépülő Alcapa főegység képezi, amelynek triász kőzetei a felnyíló Neotethys peremén képződtek, míg a középső-jurától ez a terület a bezáródó Neotethys és az Atlanti óceán kialakulásához kapcsolódóan felnyíló Pennini óceánág (Alpi Tethys) közötti helyzetbe került. A két nagy összetett terrénium közötti keskeny zónában, a Balatontól D-re húzódó Középmagyarországi főegységben, az Adriai mikrolemez eredetű töredékek mellett olyan kéreg-fragmentumok is találhatóak, amelyek a Dinaridák belső övezetéből származtathatók, és a Neotethys (Vardar) óceán akkréciós komplexumához tartozhattak. Az akkréciós komplexum maradványai Észak-Magyarországon találhatóak meg a felszínen, illetve váltak ismertté fúrásokban. Megismerésük alapvető jelentőségű a Neotethys óceán fejlődéstörténeti rekonstrukcióját illetően, továbbá az egész Alpi-Kárpáti-Dinári régió geodinamikájának, fejlődéstörténetének megértésében.

Egy korábbi, Kovács Sándor által vezetett OTKA program (T 047121) elsősorban az Észak-Magyarországon ismert óceáni aljzatmaradványok pontosabb megismerését tűzte ki célul, kiemelt figyelmet fordítva a képződményeknek a Dinaridák és a Hellenidák hasonló geodinamikai tartományokban keletkezett képződményeivel való korrelálására. Ezek a vizsgálatok, valamint a Bükkben folyt földtani térképezés és tektonikai elemző vizsgálatok nyomán nyilvánvalóvá vált, hogy rendkívül fontos lenne az akkréciós komplexumokkal kapcsolatos lejtő és medence fációs rétegsorok részletes szedimentológiai és petrográfiai vizsgálata. Az ilyen irányú kutatások ugyanis adatokat szolgáltathatnak a lejtőüledékek forrásterületének felépítésére, a lejtő jellegére, valamint a lejtőn szállított üledék lerakódásának környezetére nézve is. A mikropaleontológiai vizsgálatokkal és a radiometrikus kormeghatározás lehetőségeinek felhasználásával pedig lehetőség nyílt a képződmények, a képződési folyamatok korának pontosabb meghatározására. Mindez a geodinamikai és a földtörténeti folyamatok újraértékelését teheti lehetővé.

A fentiek alapján a most záródó OTKA program célja az észak-magyarországi triász és jura medence és lejtőfációs szedimentológiai és rétegtani vizsgálata, továbbá tektonikai helyzetük, jellegeik tisztázása volt, elsősorban annak érdekében, hogy a korábbi kutatási eredményeket felhasználva és az újabb eredmények alapján új fejlődéstörténeti szintézis készülhessen, lehetővé téve a korrelációt a Dinaridák és a Hellenidák hasonló korú és kifejlődésű képződményeivel. A kutatásokat a Bükkben, a Bükk és a Mátra hegység közötti darnói területen, a Mátrában, a recski mélysztű érc kutatás során mélyített fúrások anyagán, továbbá az Aggteleki- és a Rudabányai-hegységben végeztük. Folytattuk továbbá a csővári triász-jura lejtő- és medencefációs képződmények korábban megkezdett vizsgálatát is (Pálfy et al., 2007, Haas et al., 2010). Az összehasonlító elemzés érdekében terepi megfigyeléseket és vizsgálatokat végeztünk Horvátországban és Szerbiában a Dinaridák egyes részein, Görögországban a Hellenidákban (Ozsvárt et al. in press, Kiss et al. in press) továbbá szoros kapcsolatban a feladathoz azok a szlovákiai és ausztriai terepbejárások és kutatások, amelyeket nemzetközi együttműködési programok (MTA, TÉT) támogatásával tudtuk megvalósítani.

Kutatási eredmények

Bükk

A Bükkben végzett kutatások legfontosabb célja a jura lejtő- és medencefáciésű képződmények szedimentológiai jellegeinek megismerése és rétegtani helyzetük pontosítása volt, de foglalkoztunk a vizsgált kőzettestek szerkezeti helyzetének megállapításával és utólagos deformációik megfigyelésével és elemzésével is. A célokkal összhangban a kutatásokat a Bükk délnyugati részére, elsősorban Bükkzsérc környékére koncentráltuk, mert ezen a területen viszonylag kedvezőek a feltárási viszonyok és néhány fontos, a térképezés során mélyült fúrás is segítette a tájékozódást. A Bükkzsérc környéki vizsgálatok legfontosabb eredményei az alábbiakban foglalhatók össze:

Az Odvas-bükk K-i oldalában megfigyelhető a Bányahegyi Radiolarit rátelepülése a középső – felső-triász Felsőtrákányi Mészköre. A radiolaritban talált igen rossz megtartású radiolária együttes az újrvizsgálat szerint (Ozsvárt P.) csak nagyon tág rétegtani besorolást tesz lehetővé, amely kora-bajocitól a kimmeridgeiig terjed (Haas et al, in press). A radiolaritra típusus kifejlődési jellegeket mutató Lökvolgyi Formáció következik, amely homokkő, aleurolit és agyagkő váltakozásából áll. Medencében lerakódott disztális turbiditként értelmezhető, az agyagosabb rétegekben radioláriákkal, ritkán vékony fekete mészkő betelepülésekkel (Pelikán et al., 2005). Az Odvas-bükk oldalában mélyített Bzs-11 fúrás a Lökvolgyi Formáció felsőbb részét tárta fel. A fúrás rétegsor alsó részén lévő karbonátos betelepülésből foraminiferák is előkerültek, amelyek a fúrás felsőbb részén feltárt Oldalvolgyi-Csipkéstetői Formáció faunájától nem mutatnak lényeges eltérést (Haas et al, in press). Mindezek alapján valószínűnek látszik, hogy a Bányahegyi Radiolarit és az arra települő Lökvolgyi Formáció a kora-bajoci – kora-bath intervallumba tehető.

A földtani térképezés szerint a Vaskapui Homokkő Formációba sorolt sziliciklasztos kőzetek (uralkodóan homokkő, de helyenként aleurolit, agyagkő) közvetlenül a triász kőzetekre települnek, és több helyen a Lökvolgyi Formációval összefogazódnak látszanak, továbbá a Lökvolgyi Formációban vastag homokkőtestek vannak (Pelikán et al., 2005). Nincs lényeges eltérés a Lökvolgyi Formáció és a Vaskapui Homokkő homokkőves illetve agyagos rétegeinek ásványos összetételében sem. Mindez arra utal, hogy a két formációba sorolt sziliciklasztos képződmény heteropikus fáciéseket képviselhet, bár erre biosztratigráfiai bizonyíték nincs. A Vaskapui Homokkő a forrásterülethez közelebbi, proximális, míg a Lökvolgyi Formáció disztális sziliciklasztos fácies. Kiemelt figyelmet érdemel a Vöröskő-völgy Ny-i oldalában lévő, valószínűleg a Vaskapui Homokkőbe települő, homokkő mátrixú, mátrixvázú durva konglomerátum (debrit). Az osztályozatlan törmelékben a 1-10 cm-es kavicsok jellemzőek, de méretük a 30 cm-t is elérheti. Koptatottságuk szélsőségesen változó. Anyaguk jellemzően homokkő, sötétszürke mészkő, radiolarit, kvarcit, de gránit is előfordul.

Az Odvas-bükk K-i oldalában mélyített Bzs-11 fúrásban a sziliciklasztos egység (Lökvolgyi Formáció) és a fölötte következő karbonátos-kovás egység (Oldalvolgyi-Csipkéstetői Formáció) között éles litológiai határ van, de tektonikai határ nem látszik.

A Bzs-10 és a Bzs-11 fúrások, továbbá a felszíni kibúvások megfigyelése alapján is egyértelmű a márga (pala) és mikrites-peloidos mészkő váltakozásából álló Oldalvolgyi Mészkö és a Csipkéstetői Radiolarit összefogazódásos kapcsolata, és a

márgás-karbonátos kőzetek gyakori kovásodása miatt a két formáció gyakran szétválaszthatatlan. Az Oldalvölgyi Formáció periplatform hemipelágikus fáciest képvisel, amelyben olykor apró ooidos disztális lejtőlábi fáciesek is megjelennek, míg a Csipkéstetői Formáció eupelágikus medencefácies. A korábbi és az újabb radiolária vizsgálatok szerint az Oldalvölgyi-Csipkéstetői Formáció kora valószínűleg bath (Haas et al. 2010, Haas et al, benyújtva).

A Bzs-11 fúrásban már az Oldalvölgyi-Csipkéstetői Formáció alsó részén megjelennek breccsa (oliztosztróma) belelepülések, melyek uralkodóan andezittörmelékéből állnak. A formáció felső részén vastagabb polimikt breccsa betelepülések vannak (Mónosbéli Formáció). Ezek törmelékanyagában késő-triász és kora – középső-jura korú sekélytengeri és pelágikus mészkövek, homokkő és aleurolit, továbbá savanyú, intermedier és bázisos vulkanitok, és kisfokú metamofitok találhatóak. A Bükkzsérci Mészkőből származó klaszrok különösen gyakoriak a rétegsor felsőbb részén, nagyságuk a homok méretűtől a kavics és tömb méreten át a többször tíz vagy száz méteres oliztolitokig terjedhet. A Mónosbéli Formációba sorolható kőzetek kora a mátrixban talált foraminiferák alapján a bathba tehető (Görög 2006; 2009; Haas et al, 2006).

Külön ki kell emelni az Odvas-bükk K-i oldalában felszínre kerülő polimikt oliztosztrómából származó savanyú vulkanit kavicsok radiometrikus kormeghatározását a kavicsok anyagából szeparált cirkon szemcséken végzett mérések alapján. A cirkonzemcsék szeparálása és morfológiai vizsgálata a Miskolci Egyetem Műszaki Földtudományi Intézetének Ásvány és Kőzettani Tanszékén történt. A morfológiai vizsgálatokat követő elektronmikroszkópos elemzés során a kristályok zónásnak bizonyultak. Ennek megfelelően az U/Pb kormeghatározás során az izotóp arányok lehetőség szerint zónánként lettek mérve. A méréseket a Bécsi Egyetemen végeztük (Kövér Sz.) NewWave 193SS lézer-ablációs rendszerrel, mely egy Nu PLASMA HR MC-ICP tömeg-spektrométerrel áll összeköttetésben. A mérések feldolgozása Isoplot programmal történt. A számolt eredmény nem mutatott ki szignifikáns korkülönbséget sem a különböző morfológiai csoportba tartozó cirkon kristályok, sem pedig a különböző összetételű zónák között. A számítások alapján az oliztosztrómából származó vulkanit kora 202 ± 14 Mév, illetve $201,9 \pm 6,4$ Mév, tehát késő-triász (nori-rhaeti) esetleg kora-jura. A kapott koradatok nem egyeztethetők össze a korábban feltételezett középső-jura szigetív vulkanitokból való származtatással, de a bükkben ismert triász vulkanitokétól is számottevően eltér. A bükki neutrális-savanyú vulkanizmus ugyanis az anisusi/ladin határ közelében kezdődött és a ladin korai szakaszában (230–235 Mév) folyt (Szentistvánhegyi Metariolit; majd ezt követően a karni idején (~225 Mév) ismert savanyú vulkanizmus (Bagolyhegyi Metariolit) (Haas et al. 2004, Pelikán et al. 2006).

A Bükkzsérci Mészkő Formáció alapszelvényének tekinthető bükkzsérci kőfejtő, a kőfejtőben mélyített Bzs-5 fúrás valamint Patkó szikláknál lévő feltárások mikropaleontológiai-vizsgálatával pontosítottuk a feltárt rétegsor korát és szerkezetföldtani vizsgálatokat is végeztünk (Németh 2008). A foraminiferák biosztratigráfiai értékelése a korábban meghatározottnál idősebb aaleni(?)–bajoci kort jelzett (Haas et al. 2006; Haas 2007). A részletes fácieselemzés alapján megállapítottuk, hogy a Bükkzsérci Mészkő egy szomszédos karbonátplatformról átülepített karbonátzemcsékből (ooidok, onkoidok, peloidok, bioklaszrok) épül föl. A rétegsorban proximális és disztális lejtőlábi, továbbá medencefácieseket különítettünk el (Haas et al, 2006). A platformról a medencébe szállított ősmaradványok is alátámasztani látszanak azt a feltételezést, hogy a középső-jura idején is létező Adriai-

Dinári Karbonátplatform lehetett az átülepített szemcsék forrásterülete (Haas et al, 2006, Haas, 2007).

Hangsúlyozni kell, hogy a Bükkzsérci Mészkö mm-es – dm-es törmeléke a Mónosbéli Formációba sorolt olisztosztrómák gyakori komponense, és több helyen a m-es – többször 10 m-es blokkjai is megfigyelhetők. A biosztratigráfiai adatok azt jelzik, hogy a Bükkzsérci köfajtóban és a Bzs-5 fúrásban feltárt rétegsor is olisztolit, amely a Bzs-5 fúrás rétegsora szerint, a radiolária biosztratigráfia alapján, a mészkőnél fiatalabb (késő-bajoci–kora-bath) palára következik (Haas et al, 2006; 2010). Ki kell emelni továbbá, hogy karbonátplatformról származó egyedi szemcsék (ooidok, peloidok, bioklasztok) már az Oldalvölgyi Formáció egyes betelepüléseiben megjelennek és a Mónosbéli Formáció olisztosztrómaiban is gyakran jelen vannak a Bükkzsérci-típusú litoklasztok mellett.

A Bükkzsérc környéki megfigyeléseket összegezve valószínűnek látszik, hogy a triász képződmények fölé települő jura egységes összletet képez, azaz nem látjuk indokoltnak a Lök völgyi Formáció és az azt fedő képződmények (Mónosbéli Formációcsoport) takarós elhatárolását, azaz a Mónosbéli-takaró feltételezését (Csontos, 1988; 1999; Haas és Kovács, 2001). A triász képződményekre különböző sekélyebb és mélytengeri, uralkodóan sziliciklasztos középső-jura képződmények települnek. Erre mélyvizi agyagos-karbonátos- és biogén kovaüledékek települnek, majd fölfelé vastagodó és durvuló olisztosztrómás lejtőfáciest képviselő képződmények jelennek meg. Az egész összlet lerakódása a bajoci-bath intervallumba tehető.

A Szarvaskő környékén ismert sziliciklasztos – magmás összletet (Szarvaskői Komplexum) e projekt keretében részletesebben nem vizsgáltuk. A sziliciklasztos sorozat jellege nem tér el lényegesen a Vaskapui – Lök völgyi Formációkétól (a térképezésnél is ezeket az egységeket ábrázolták – Pelikán et al., 2005). A bazalt (Szarvaskői Bazalt) szoros kapcsolatban van az üledékekkel, azokat áttöri, termális kontaktusukat több helyen kimutatták. Az üledékes kőzetekkel termális kontaktussal érintkező gabbró (Tardosi Gabbró) és a tenger alatt kiömlött bazalt óceánszegélyi medencében képződött, hiányos, nem típusos ofiolitos sorozat részeinek tekinthető. A Szarvaskői Komplexum térben viszonylag jól elkülöníthető egységet képez, takaróként, vagy gravitációsan a medencébe csúszott nagy kiterjedésű testként (olisztoplaka) települhet a bükki jura összletre (Szarvaskői-takaró – Balla, 1983; Csontos, 1999, Haas és Kovács, 2001).

A „szarvaskői szinformtól” K-re a Köves-tető és a Vöröskő-völgy között is felszínre bukkan a Szarvaskői Bazalt és a Tardosi Gabbró valószínűleg takaróroncsként, vagy olisztoplakaként. Az utóbbi mellett szól az alsó-jura Jómarci Mészkö Formáció olisztolitjának közvetlenül a gabbró melletti helyzete (Pelikán et al., 2005).

A Szarvaskői-takarótól ÉNy-ra Tardos – Mónosbél környékén, valamint a Villó-patak völgyében is végeztünk szedimentológiai és tektonikai vizsgálatokat. Ezen a területen (a „szarvaskői szinform” szerkezet ÉNy-i szárnyán) az Oldalvölgyi Formáció és a Mónosbéli Formáció olisztosztrómái jelennek meg. Egyes feltárásokban jól megfigyelhetők a Mónosbéli Formáció nagyméretű olisztolitjai is. A tardosi vasút menti mészkőbánya meredek dőléssel radiolaritot és kovásodott mészkövet tár fel. Fölötte olisztosztrómaréteg figyelhető meg agyagos mátrixban centiméteres–deciméteres mészkőlitoklasztokkal. E fölött méteres, mészkőolisztolitok, majd ooidos, litoklasztos mészkőtömbök következnek, több 10–30 cm vastag olisztosztróma-réteggel tagolva. A feltárt rétegsor felső részén az olisztotróma padok uralkodóan Pötscheni-típusú triász mészkőklasztokból állnak

(Haas, 2007). A kőfejtő közelében, az Eger–Szilvásvárad közötti országút mellett, található a környező palából kiálló, mintegy 100 m hosszan követhető Bagókök „bükkszécsi típusú” ooidos mészkőből áll. Ennek közelében az országút bevágásában számos kisebb méretű mészkő klaszt mellett egy mintegy 4 m-es kavicsoshomokkő-olisztolit (Vaskapui Homokkő?) is található a palában.

Bátor környékén, a Laskó-völgyben az Oldalvölgyi-Csipkéstetői Formáció és a Mónosbéli Formációba sorolható olisztosztrómák, olisztolitok feltárásai találhatóak. A sötétszürke pala, kovásodott mészkő, radiolarit közé debritpadok iktatódnak be. A kovásodott agyagkőmátrixban változó méretű, 20–40 cm-t is elérő litoklasztok találhatóak. Ezek jelentős része ooidos mészkő, de peloidos wackestone és packstone, szivacsstűs wackestone, „filamentumos” wackestone, kőzetlisztes agyagkő, átkovásodott radioláriás wackestone és radiolarit és kevés bontott bazalt klaszt is megfigyelhető vékonycsiszolatban. Egyedi karbonátszemcsék (ooid, onkoid) is vannak. A Laskó-völgyben dél felé a mészkő-pala váltakozásából álló összetett radiolarit blokkok jelennek meg. A vörös radiolaritból a késő-bajoci – kora-oxfordi intervallumot jelző radioláriák kerültek elő (Ozsvárt P. vizsgálatai szerint).

Ehhez a területi egységhez tartozik az Egerbakta melletti Reszél-tetői bányában feltárt bazalt, ami „darnói-típusú” peperites fácieset képvisel, a bazalttal termális kontaktussal érintkező vörös mészkővel. A bazalt test nagy olisztolit az Oldalvölgyi Formációban (Kiss et al, 2008).

Darnó – Kelet-Mátra (Recsk)

A Darnó-hegy környékén, a felszínen és a fűrési rétegsorok (Rm–131, –135, –136) felsőbb szakaszán uralkodóan magmás képződmények találhatóak, megfigyeléseink szerint kisebb-nagyobb blokkok formájában, a blokkok között kevés agyagpala mátrixszal. Ez alatt uralkodóan gravitációs tömegmozgással átülepített üledékes kőzetekből álló nagyméretű olisztolitokat is tartalmazó olisztosztrómas összetett következik, ami a bükki Mónosbéli Formációéhoz hasonló jellegeket mutat (Dosztály et al. 2002, Kovács S. et al. 2005; 2008).

A terület DNy-i és ÉNy-i részén bazalt kőzetek uralkodnak, ÉK-en viszont abszizikus üledékek (vörös agyagkő, vörös radiolarit, vöröses-szürkés kovapala). Fontos új biosztratigráfiai eredmények születtek a Mély-völgyi felhagyott kőfejtőben, ahol néhány m-t is elérő méretű bazalt olisztolitok „úsznak” a kovás mátrixban. Az egyik ilyen bazalttömbbe települő vörös radiolaritból középső-triász (ladin) korú radioláriákat sikerült kimutatni, míg a tömböt körülvevő fekete, kovás mátrixból középső-jura (bath—callovi) korúakat. Ezek, valamint a korábban feldolgozott fűrások alapján feltételezhető, hogy a Darnó-hegy többi részén is hasonló lehet a helyzet, csak ott több száz méteres bazalt tömbök vannak alárendelt (10-20%-nyi) mennyiségű kovás mátrixban. Ugyancsak a Mély-völgyi kőfejtő hátrahagyott részén egy bazalt sziklában lévő vörös, pelágikus mészkő zárványból (ún. peperites fácies) Conodonta-töredék került elő, ami a triásznál fiatalabb kort kizárja. Az ELTE Ásványtani Tanszéken jelenleg folyamatban van a Darnó-hegyi bazaltok vizsgálata (Kiss et al., 2008; Kise et al. in press), amelyben Kovács S. konzulensként működik közre. A vizsgálatok során – horvát együttműködésben (Palinkaš L.) – a Báj-patak É-i szomszédságában nyílt új kőbányában egy tengeralatti vulkáni komplexum különböző szubfácieseit sikerült kimutatni, köztük egy nagyon látványos vörös mikrites mészkő zárványokat tartalmazó peperites fácieset.

A magmás kőzetek olisztolitjait tartalmazó szakasz alatt sötétszürke, kékeszürke pala, illetve kovásodott pala, aleurolit és homokkő, valamint a szürke

agyagos mikrites mészkő jellemző. Vékony márgarétegekkel váltakozó világosszürke, vékonyréteges, peloidos– bioklasztos (krinoideás) grainstone-szövetű mészkő is megjelenik. Ez a kőzetfajta disztális turbiditként értelmezhető. Gyakori az üledékcsuszamlásos eredetű szerkezet és a debrit (olisztosztróma)-betelepülés. A korábban lerakódott üledék akár többször is átüledpedhetett. A debrit padokban uralkodóan cm nagyságú csillámshomokkő-klasztok találhatók, amelyekben jelentős mennyiségű gránit-, valamint dacit–riolit- és andezit-kőzettörmelék figyelhető meg (B. Árgyelán és Gulácsi, 1997). A vizsgált rétesorokban felső-permi kőzetek blokkjait, valamint nori Hallstatti Mészkő, továbbá bazalttal együtt átüledpedett „bódvalenkei-típusú” vörös tűzköves mészkő olisztolitokat azonosítottunk (Kovács et al, 2008).

A Darnó-hegy környezetétől, a Darnó tektonikai zónától nyugatra a recski mélyszerkezetű ércutató fúrások számottevő pre-kainozoos vulkanitot nem harántoltak, a jura rétegsorokra a olisztosztrómás lejtőfáciesek és a többnyire erősen átkovárodott radioláriás medencefáciesek jellemzők. Ezt a kifejlődést részletesen az Rm-118 fúrásban vizsgáltuk. Ebben a fúrásban több szintben harántoltak mátrixvázú breccsát-konglomerátumot 50-100 m vastagságban. A breccsás szakaszokat kovásodott agyagkő, márga, és kovásodott, dolomitosodott mézsmárga mészkő szakaszok választják el egymástól. Az alsó szakaszon feltárt uralkodóan mészkő klasztokból álló olisztosztróma szakaszt nori Hallstatti Mészkő olisztolit zárja. Az erre következő radiolaritból bajoci-bath kort jelző radioláriák kerültek elő (Ozsvárt P.). A fúrás felsőbb szakaszán oligomikt olisztosztrómák jellemzők, amelyekben uralkodóan radioláriás wackestone és packstone (radiolarit) litoklasztok és a mátrix anyagához hasonló intraklasztok, illetve plasztiklasztok találhatók, a sekélytengeri eredetű karbonátszemcsék szinte teljesen hiányoznak, egyetlen vékony (de az értelmezés szempontjából fontos) betelepülést kivéve, melyben ooid és onkoid szemcsék is vannak.

Fontos új eredményekre vezetett a többi recski ércutató fúrástól nyugatra, a Kékes közelében mélyített Recsk Rm–109 fúrás újvizsgálta. Ebben sötét kékeszürke kovásodott pala- és radiolaritösszlet alatt, világosszürke részlegesen dolomitosodott mészkövet harántoltak 125 m vastagságban. A kontaktus fölött 50 m-rel a radiolaritból bath–kora-callovi radioláriaegyüttes került elő (Haas et al., 2006, Kovács et al, 2008). A mikrofácies-vizsgálatok szerint a kőzet uralkodóan grainstone szövetű, packstone–wackestone szövetű betelepülésekkel. Peloidos, bioklasztos grainstone a leggyakoribb szövettípus, amely nagy mennyiségben tartalmaz közepes–durva arenit méretű kalcimikroba-törmeléket. Karbonátplatformról származó foraminiferák, valamint crinoidea-vázelemek ugyancsak gyakoriak. Ritkábban ooidos, onkoidos és intraklasztos grainstone is előfordul. A kőzetkomponensek alapján a felhalmozódás karbonátplatform előtéri lejtőjén, illetve a lejtő lábánál történhetett. A foraminifera vizsgálatok szerint a rétegsor az aaleni(?)–kora-bajoci intervallumban képződhetett (Görög, 2006; 2009; Haas et al. 2006). A „bükkszécsi-típusú” mészkő feltehetően olisztolitiként került a fiatalabb agyag-radiolarit összletbe.

A fentieket összegezve úgy látjuk, hogy a Darnói területen és a Keleti-Mátra aljzatában is a jura szubdukció során képződött akkréciós komplexum melanzs összlete található. A teljes fúrásokkal feltárt területen megtalálhatók a sziliciklasztos, illetve karbonátos-agyagos, vagy radiolarit mátrixba ágyazódott olisztolitok (középső–felső-permi szárazföldi és sekélytengeri, felső-triász pelagikus mészkő, jura? homokkő, középső-jura platform előtéri mészkő) és különböző eredetű klasztokat tartalmazó debritek (olisztosztrómák). A Darnó-hegy környékén erre az összletre uralkodóan triász és jura bazalt olisztolitokból álló egység következik.

Tehát bár a Bükkben és a Darnó–Keleti-Mátra térségben megismert jura akkréciós komplexum mutat jellegbeli, főleg az egyes közettípusok eltérő arányaiban mutatkozó eltéréseket, nincs közöttük alapvető különbség, nincs olyan különbség, amit az ilyen komplexumok térbeli változatosságával ne lehetne értelmezni. Ugyanakkor vannak olyan bélyegek, amik genetikailag összekapcsolják a két területet. Ilyen, mindenképp először, a „bükzsérci-típusú” mészkő olisztolitok megléte mindkét területen, de ilyen a „darnói-típusú” bazalt megléte Bátor környékén, sőt a Kavicsos kilátónál ismert olisztolitban is, Hallstatti Mészkővel együtt (Pelikán et al. 2005).

Rudabányai-hegység

A Rudabányai-hegység jura képződményeiben litosztratigráfiai, szedimentológiai és mikropaleontológiai vizsgálatokat végeztünk, melyek eredményeként meghatároztuk a három vizsgált sorozat főbb mikrofácies típusait, képződési környezetét, valamint foraminifera, dinoflagelláta és radiolária meghatározások segítségével pontosítottuk azok korát. A kutatás során a jura képződmények fő előfordulási területére, a Rudabányai-hegység középső részére koncentráltunk. Itt számos felszíni feltárás, alapszelvény, geológiai kutatóárok mintázása történt meg. A legteljesebb szelvénymenti mintázások a területen mélyült fúrások maganyagának átértékelése közben történtek.

Telekesoldali Komplexum

A Telekesoldali Komplexum a korábbi felosztás szerint három rétegcsoportra — Grill (1988) munkájában „tagozatra” — bontható. A legalsó, agyagpala és márga rétegcsoportot sötétszürke, helyenként kovás márga, márgapala és agyagpala (olisztolitokkal és allodapikus mészkövekkel) építi fel, és szubvulkáni riolittesteket tartalmaz (Grill 1988). A riolit helyzete évtizedes vita tárgyát képezte. A legelfogadottabb nézet szerint a vele érintkező agyagpalával termális kontaktus mentén érintkezik, és a két képződmény kora közel azonos (Máthé, Szakmány 1990, Szakmány et al. 1989). A rioliton végzett radiometrikus vizsgálatok eredményei: Rb/Sr 154 ± 38 millió év (Kovács 1987) és K/Ar 120 ± 6 millió év (Balogh et al. 1984). Az első adat nagyon tág időintervallumot ad a magma benyomulására, míg az utóbbi a kréta metamorf esemény hatását tükrözi, vagyis a riolit pontos korát nem ismertük. A szubvulkáni testet befogadó agyagpala-márga rétegcsoport kora a Szendrő (térképező) Szet-3 fúrás (52–70 m) radioláriái alapján bajoci (Dosztály 1994). Grill (1988) szerint a formáció a teljes liász–malm időintervallumot átfogja, bár őslénytani bizonyíték csak a doggerre van (Grill és Kozur 1986).

A középső homokköves agyagpala rétegcsoport fekete agyagpalából és a Grill (1988) értelmezése szerint homokkő-olisztolitokból épül fel. A legfelső olisztitos agyagpala rétegcsoport változatos összetételű, általában mátrixmentes olisztosztrómaszinteket tartalmazó agyagpala alkotja, amelyben szürke, helyenként metamorf anisusi–nori mészkő-, agyagpala-, tűzkő-, riolit- és néhány bazaltklaszt fordul elő (Grill 1988, Kovács 1987).

Vizsgálataink legfontosabb eredményei a következők:

Az alsó rétegcsoport legfontosabb feltárásainak (Nagy-Telekes-tető déli lejtőjén, a Balázs-tetőn, a Csehi-hegyen és a Mély-völgyben találhatóak. A Szalonna Sza-4, -7, -10, -11, -12, Szendrő Szet-3 és Rudabánya Rb-661) vizsgálata alapján megállapítottuk, hogy a fekete palák agyagmárgák és agyagkövek, melyekben finoman elszórva vagy diszkrét laminákat képezve aleurit és finom homok méretű

szemcsék fordulnak elő. A homok főleg kvarc, albit és muszkovit kristályokból áll. A szemcseméret aleurit és finom homok között változik. Intrakristályos deformáció számos jele figyelhető meg rajtuk: a kvarc szemcsék gyakran hullámos kioltásúak, míg néhány szemcse esetén az átrendeződés elérte a legutolsó fázist, és kissé eltérő orientációjú alszemcsék alkotják az eredeti szemcséket (Kövér et al. 2009).

A korábban homokkőolisztolitiként leírt homokkőtesteknek legalább egy része nem valódi olisztolit. Lehetnek „intraolisztolitikok”, (az olisztolitiként jelenlévő homokkő közel egyidős a mátrixot alkotó fekete palával), vagy más esetekben homokkő- és aleurolit-rétegek betelepülésként jelennek meg a finomabb szemcsés üledékben (agyagpalában vagy finom aleurolit-palában). Ezek a homokkőrétegek gyakran eróziós felszínnel települnek az alattuk lévő agyagos rétegre, a homokkőrétegen belül gyakran normálgadáció és keresztlamináció figyelhető meg (Kövér et al. 2008, 2009). Ezek turbiditokra jellemző bélyegek. Gravitációs tömegmozgásra utaló további szerkezetek, pl. üledékes redők (slump) is jelen vannak. Az utólagos deformációs események hatására a kompetensebb homokkőrétegek helyenként szétszaggatott kőhurkakként (budinokként) jelennek meg az agyagpalában, és ez is okozhatja a homokkő korábbi, olisztolitiként való értelmezését. Mind a „homokkő-olisztolitikus palák”, mind a legfelső, „konglomerátum-olisztolitikus” gravitációs tömegmozgással keletkeztek. A „konglomerátum-olisztolitikus” olisztosztrómaként való értelmezése megegyezik Kovács (1987) értelmezésével (részben tektonikusan széttagolt olisztosztrómák). Megfigyeléseink alapján tehát a sorozat egységes, felfelé durvuló gravitációs tömegmozgásos eredetű összletként értelmezhető (Kövér et al. 2008, 2009).

A középső szakaszra vonatkozóan a Rudabánya Rb-661 és Szalonna Sza-10 fúrások anyagán, továbbá a telekes-völgyi vadászháznál, és a Szalonna-Perkupa műútbevágás alapszelvényén végeztünk vizsgálatokat. Ezek alapján megállapítottuk, hogy az olisztosztróma szintek klasztjainak jelentős része világosszürke medence fáciesű mészkő. A radioláriás és filamentumos wackestone szövet dominál, de krinoideás mészkő is előfordul, és egy szintben áthalmazott platform eredetű klasztok is megjelennek. Kovács (1988) conodontai vizsgálatai alapján feltételezhető a medence fáciesű anyag középső – késő-triász kora. Szövetük és koruk alapján a szürke hallstatti (pötscheni) fácieszónából származtathatóak. A karbonát anyag mellett az olisztosztróma gyakori alkotóelemei a riolitos vulkanit klasztok, valamint a kvarc és földpát kristály töredékek. A riolit klasztok között lávaközetek és ignimbritek is előfordulnak. A kiömlési kőzetben gránit zárványokat találtunk. A riolit klasztok mérete a pár mm-től a több 10 m-es tömbökig változhat. A nagyméretű tömbök jelenléte közeli forrásterületre utalhat.

Az olisztosztrómából származó savanyú vulkanitkavicsokon radiometrikus kormeghatározást végeztünk a kavicsok anyagából szeparált cirkon szemcsék segítségével. A cirkonzemcsék szeparálása és morfológiai vizsgálata a Miskolci Egyetem Műszaki Földtudományi Intézetének Ásvány és Kőzettani Tanszékén történt. A morfológiai vizsgálatokat követő elektronmikroszkópos elemzés során a kristályok zónásnak bizonyultak. Ennek megfelelően az U/Pb kormeghatározás során az izotóp arányok lehetőség szerint zónánként lettek mérve. A méréseket a Bécsi Egyetemen végeztük (Kövér Sz.) NewWave 193SS lézer-ablációs rendszerrel, mely egy Nu PLASMA HR MC-ICP tömeg-spektrométerrel áll összeköttetésben. A mérések feldolgozása Isoplot programmal történt. A korszámítások elvégzése után három korcsoportot sikerült kimutatni. A legidősebb kor (2035 ± 28 Mév) a Szalonna-

Perkupa műútbevágás olisztosztrómájának egy nagyobb riolit tömbjének cirkonjából származik. A szemcse magján volt mérhető ez a nagyon idős, átöröklött kor. A szemcséken 2 fázisú továbbnövekedés zónái is megfigyelhetők voltak. A belsőbb, idősebb zónák 226 ± 6 Mévesek, míg a fiatalabbak egy $206,8 \pm 4,5$ Méves esemény nyomait rögzítették. Az idősebb, 220-226 Mév körüli korok adódtak ugyanezen feltárás agyagpala mátrixából szeparált cirkonkristályok datálásakor, valamint a Telekes-völgy vadászházzal szembeni nagy riolittest vizsgálatokor. A Szalonna Sza-10 fúrás több intervallumban is harántolt több 10 m vastagságban riolittesteket. Ezek kora 206 ± 11 Mévnek adódott, tehát jól megfelel az útbevágás cirkonjainak legkülső zónáin mért koroknak. A radiometrikus kormeghatározás eredményeként tehát két, feltételezhetően vulkáni eseményt sikerült azonosítani. Egy idősebbet a karniban, valamint egy fiatalabbat a nori – legkorábbi jura intervallumban. Ez utóbbi esemény a bükki területen is nyomozható az odvas-bükki olisztosztróma savanyú vulkanitkavicsaiban.

A radiometrikus kormeghatározás mellett mikropaleontológiai vizsgálatokkal is pontosítottuk a képződmények korát. A Telekesoldali-takaró több pontjáról származó minták radiolária faunájának történt meg az újrahatórozása, átértékelése (Ozsvárt P.). Ennek eredményeképpen a Szendrő térképező Szet-3 fúrásban harántolt összetlet bajoci korú. A palinomorfa vizsgálatok során (A. Götz végezte) igazolást nyert több mintában a középső-jura kor. A Szalonna Sza-12 fúrás 50,3 m-ről vett mintájából callovi korú dinoflagelláta ciszták kerültek elő, míg a Szögliget Szö-3, eddig koratriászban tartott fekete palájáról igazolást nyert, hogy bajoci korú, és a Telekesoldali-takaró részét képezi.

Telekesvölgyi Komplexum

A Telekesvölgyi Formációt három tagozatra bontották (Grill 1988). A legidősebbnek tartott „vörös–zöld agyagmárga tagozatot” vörös és zöld márga, agyagmárga és mészkő építi fel, melyben vörös és drapp alapszínű, vörös tűzköves mészkövek, durva crinoideás mészkőrétegek települnek (Grill 1988; Grill 2006), és amely helyenként olisztolitokat tartalmaz. Az olisztolitok anyaga jórészt azonosítható a Bódvai-sorozat triászának mészköveivel. A vörös–zöld és szürke márga rétegcsoport („vörös–zöld agyagmárga tagozat”), valamint a feltételezetten üledékes fedőjét jelentő (középső, szürke mészkőből álló) crinoideás mészkő rétegcsoport (pontosan nem meghatározott kor, feltételesen liász?) átmenete nincs feltárva. A legfelső, mangános agyagkő rétegcsoport helyenként kovás és mangános agyagkőből áll, amelyből toarci(?)–bathnak (Dosztály 1994) illetve bajoci–bathnak határozott radiolariafauna ismert (Grill és Kozur 1986, Grill 1988).

Kutatásaink során a következő felszíni és fúrásbeli szelvények mikrofácies vizsgálatát végeztük el: Szalonna Sza-5, Perkupa P-74, Telekes-völgy 7. és 8. mellékvölgye, Rudabánya Rb-658, Varbóc Va-2. A vizsgálatok eredményei a következőkben foglalhatóak össze:

- A Bódvai-takaró nori Hallstatti Mészkőve a rétegsorban felfelé haladva egyre agyagosabbá válik, és folyamatosan egy vöröses-zöld majd szürke márgába megy át, amely valószínűleg a nori-rhaeti Zlambachi Márgának felel meg. A szürke márga jelentős mennyiségű átülepített krinoidea vázelemet tartalmaz. Ennek megfelelően tengeralatti kiemelt morfológiájú területek közelében, hemipelágikus környezetben képződhetett.

- A vörös-zöld majd szürke márgát pelágikus medencében képződött, radioláriás wackestone mikrofáciesű márga, mészkő követi. Az alsóbb rétegekkel való kontaktusa nincs feltárva.
- A felette lévő radioláriákban és szivacsstűkben gazdag fekete agyagkő tipikus mély medence környezetet jelez. Bajoci – kora-bath korú (Kövér et al. 2009)

Csipkés-hegyi rétegsor

A vizsgált területen jelen van még egy korábban ismeretlen vagy más formációkhoz sorolt, jura képződmény, melynek rétegtani helyzete egyelőre kérdéses. A képződmény a Csipkés-hegy délkeleti lejtőjén jelenik meg. A szelvény márga és durva szemcsés karbonáthomok váltakozásával kezdődik, melyet felfelé olisztosztróma szintek követnek.

A karbonát homok rétegek normál gradáltak, kontaktusuk a feké márga felé általában eróziós felület. A mikroszkópi vizsgálat szerint ezek a karbonáthomok rétegek mm-es vastagságú mikrorétegekből épülnek fel. A karbonát anyag erősen polimikt. A legfontosabb alkotóelemek az egyedi szemcsékként áthalmozódott, karbonátplatformról származó foraminifera vázak. Ezek alapján a karbonátturbiditek kora középső-jura (Kövér et al. 2009).

A rétegsor felsőbb részét jellemző „konglomerátum” vagy „breccsa” szemcsevázú. A klasztok mérete általában 2–3 cm, de a legkisebbek is eléri a 2–3 mm-es nagyságot. A szemcsék gyakran kerekítettek. Anyaguk a bódvai típusú triász rétegsor számos elemét tartalmazza — világosszürke, platform eredetű Steinalmi Mészkő, rózsaszínes–szürke, mikrites mészkő (Dunnatetői Formáció); rózsaszínű, „filamentumos”, radioláriás mészkő valamint vékonyhéjú kagyló kokvina (Bódvalenkei Formáció), sötétszürke, radioláriás mikrit mikrofáciesű mészkő (Bódvarákói Formáció), valamint vörös tűzkő (Bódvalenkei Mészkő Formáció vagy Szárhegyi Radiolarit Formáció). A felsoroltakon kívül gyakran tartalmaz zöld, szürkészöld színű agyagkődarabokat is, amelyeket talán a Telekesvölgyi Formáció vörös–zöld és szürke márga rétegcsoportjának valamely kőzetével azonosíthatunk. A képződmény a klasztok anyagát tekintve nagy hasonlóságot mutat a hidvégardói temetődombon feltárt olisztosztrómával. Ennek alsó része zöldesszürke agyagos mészkő által cementált, összetett olisztosztróma, felső részében pedig hasonló mátrixban egyszerű olisztolitok találhatóak. A klasztok anyaga világosszürke mészkő, vörös tűzköves mészkő és vörös radiolarit, koruk conodonták alapján késő-anisusi–középső-nori (Less 1998, Szentpétery és Less 2006).

Az említett olisztolitokat tartalmazó képződményekben (Telekesvölgyi Komplexum, vörös–zöld és szürke márga, Telekesoldali Komplexum, csipkés-hegyi és hidvégardói „olisztosztróma”) közös jelleg, hogy gravitációs üledékfolyással létrejött polimikt olisztosztrómák. Jelentős különbségekkel vannak azonban a klasztok anyagában. A Telekesvölgyi Komplexum alsó rétegcsoportjában előforduló olisztolitok az eddigi vizsgálatok alapján a karni–késő-nori Bódvai-sorozatba tartozó elemeket tartalmaznak (Balogh és Kovács 1977). A hidvégardói „olisztosztróma” és a csipkés-hegyi „konglomerátum” anyagának nagy része a Bódvai- sorozat középső–felső-triászából származik (vörös — gyakran tűzköves — mészkövek, vörös tűzkövek, világosszürke platform eredetű klasztok). A csipkés-hegyi olisztosztróma esetében a mátrixban egyedi szemcsékként talált középső-jura platform eredetű foraminifera vázak meglete lényeges információt hordoz a képződési környezetről,

hiszen feltételezi egy üledékképződéssel egy idős karbonátplatform jelenlétét, ahonnan ezek a bioklasztok származhatnak. Hasonló átülepített foraminifera-együttest találtunk a Bükkben a Mónosbéli Formáció olisztosztrómáiban, részben a Bükkzsérci Mészki klasztokban, de részben egyedi szemcseként a klasztok között is. A csipkés-hegyi olisztosztróma esetében is feltételezhető, hogy az áthalmazott fossziliák az Adriai Karbonátplatformról származnak.

A Telekesoldali Komplexumban azonban csak szürke színű, medence fáciesű mészkőklasztok, valamint agyagpala-, bazalt-, jáspis- és riolitklasztok jelennek meg. (Kövér et al 2008). A Telekesoldali Komplexum esetében leírt gravitációs tömegmozgásos üledékekhez nagyon hasonló képződmények ismertek a Bükk DNy-i részén és a Darnó-hegyen felszínen, valamint a Recsk (mélyszt) Rm-118, -131, -136 fúrásokban (Dosztály et al. 2002, Kovács Et Al. 2005, Haas et al. 2006). A bükki és a telekesoldali olisztolitok közös elemei a medence fáciesű, szürke színű mészkő klasztok, valamint a riolitok (odvas-bükki feltárás, Bükkzsérc Bzs-11 fúrás; Csontos 1988; Pelikán és Dosztály 2000). A két összlet közötti fő különbség, az, hogy a bükki olisztosztrómának a középső-jura platform eredetű (Bükkzsérci Mészki) klasztok is jellemző elemei (Haas et al. 2006), míg a Telekesoldali Formációban csak lejtő és medence fáciesű mészkőtörmelék fordul elő (Kövér et al. 2009). Bár az olisztosztrómák változatos méretű törmelékanyagának származási területe (részben) más jellegű volt, az üledékek felhalmozódása hasonló módon, gravitációs tömegmozgásokkal történt és a lerakódás a lejtőlábi övezetben és medence környezetben folyhatott.

A Nyugati-Tethys övezetben képződött összletekre vonatkozó ismeretek összefoglalása

A nemzetközi együttműködések keretében végzett összehasonlító kutatások során, az elmúlt évtizedben sokoldalúan alátámasztást nyert a Bükk paleozoos-triász rétegsorának nagyfokú kifejlődési hasonlósága a Dinaridák Jadar és Sana-Una egységeivel (Pesić et al. 1986; Protić et al. 2000; Filipović et al. 2003). A Kovács S. által vezetett korábbi OTKA program keretében már körvonalazódott és a legújabb vizsgálatokkal további alátámasztást nyert a Darnó környéki magmatitok közeli rokonsága a Kalnikban feltárt, a Dinaridák diszlokált szutúra zónájához tartozó magmás testekkel. A korábbi terepi megfigyelések és a jelenlegi projekt keretében végzett terepi munkák és vizsgálatok alátámasztották, az Észak-Magyarországon megismert jura olisztosztróma összletek kifejlődési hasonlóságát a Dinaridákban hatalmas területeken feltárt melanzs összletekkel. Ezekből a tényekből azt a következtetést lehetett levonni, hogy Észak-Magyarországon a Dinaridák övezeteiből származó, onnan kiszakadt és tektonikusan elszállított közettömegeket találunk (Pamić et al, 2002; Haas és Kovács, 2001). A jelentős diszlokáció a Közép-magyarországi övben történt a késő-paleogén-kora-miocén idején. Ezt részletesebben külön tanulmányban elemeztük (Haas et al. 2010a), a kapcsolatokat a jelenlegi medencealjzatban Magyarország új medencealjzat térképe mutatja (Haas et al 2010b).

Vizsgálataink alapján úgy látjuk, hogy az Észak-Magyarországon megismert összletek a Tethys-óceán fejlődésének fontos szakaszairól őriztek meg információkat, de a vizsgálható közzetek csekély mérete, feltártsága nem teszi lehetővé, hogy csupán azokból hatalmas területeket érintő lemeztektonikai jelenségeket értelmezzünk. Ehhez a Balkán-félszigetre vonatkozó adatok és azok értelmezése elengedhetetlen, de Neotethys Ny-i elvégződésénél képződött alpi összletek tanulmányozásánál szerzett tapasztalatok is lényegesek. Az egész alpi-kárpáti-

pannon-dinári térség triász és jura képződményeire vonatkozó adatok összegzéséhez nagymértékben hozzájárult a térség térképek magyarázójának szerkesztése (Kovács et al, in press; Haas, et al in press). Az alpi jura oliszosztrómás képződmények és a fejlődéstörténet értékelésénél elsősorban a H-J. Gawlick munkáira, illetve a vele együtt végzett összehasonlító kutatások eredményeire támaszkodtunk. A Dináridák esetében elsősorban J. Pamić, M.D. Dimitrijević és S. Karamata munkáira, a korábban velük együtt végzett megfigyelésekre, a projekt keretében M. Sudarral végzett összehasonlító kutatásokra alapozhattuk.

Az Észak-Magyarországi kutatások értelmezésénél igen fontos támpontot jelentett Robertson et al. (2009) a Balkán régiót áttekintő, összefoglaló értékkelő munkája; a következő áttekintés elsősorban e munkán alapul, annak szemléletét tükrözi.

A Balkán-félsziget késő-paleozoos–mezozoos összletei kontinentális és óceáni eredetű egységekben jöttek létre. A kontinentális egységek az Adriai mikrokontinens egyes részei, illetve onnan leszakadt elemek. Maga az Adriai mikrokontinens Gondwana eredetű, a késő-paleozoikum – triász riftesedés során kialakult, valószínűleg nem óceáni aljzatú mélytengeri medencékkel különült el Gondwanától. Ilyen kontinentális riftesedéssel létrejött medence a Budva zóna. A Dinári (Adriai-Dinári) Karbonátplatform és folytatásában a Gavrovo-Tripolitza zóna az a kontinentális egység ahol a sekélytengeri karbonáttermelés rendkívül hosszú ideig a késő-paleozoikumtól a paleogénig szinete folyamatosan fennmaradt. A Közép-Boszniai hegységek és a Kelet Boszniai-Durmitor egység az Adriai mikrolemezt riftesedett pereméhez tartozhatott. A Sana-Una, a Kordun-Banja egységek, a Jadar blokk és az ezekhez hasonló kifejlődésű Bükki egység ugyancsak az Adriai mikrokontinensről kontinentális riftesedéssel szeparálódott, a későbbi tektonikai mozgások során onnan eltávolodott egységek. A Boszniai takarók összletei a középső-jurától a kontinensperemi lejtőn képződtek. A Drina-Ivanjica egység valószínűleg a Neotethys felnyílása során az Adriai mikrokontinensről levált lemeztöredék.

Az óceáni eredetű egységek a Tethys-rendszer nem egy időben létrejött és nem egyszerre bezáródott óceáni aljzatú részmedencéinek maradványai: a Dinári Ofiolit öv, a Nyugati Vardar Zóna és a Fő Vardar zóna egységeit sorolják ide.

A régió lemeztektónikai történetének legfontosabb szakaszai a következők:

Az Adria mikrokontinens feldarabolódása a triász idején

Ez a folyamat a középső-triászban indult kontinentális riftesedéssel. Törések mentén árok alakultak ki. Ennek legjobban dokumentálható példája a Budva zóna létrejötte, ahol az árok kialakulását bazalt vulkanizmus kísérte, de az Adriai lemezen belül több helyen ismertek hasonló jellegű magmás működés nyomai. Ehhez a riftesedéshez köthető a Szlovén-árok létrejötte, amit ugyancsak intenzív magmatizmus kísért, és ami a Juliai Alpok blokkjának a Dinári Karbonátplatformtól való elkülönülését eredményezte. Hasonló módon értelmezhető a Sana-Una és a Jadar blokkok és a Bükk szeparálódása is, a Bükkben a folyamathoz magmás tevékenység is kötődik. Ugyancsak ehhez a folyamathoz köthető a Drina-Ivanjica egység leválása Adriáról.

Az óceáni aljzat szétterülésének kezdetén a töréses tagolódás általában megszűnik és a tagolt peremek passzív süllyedése válik jellemzővé. Ez a riftesedett övezetekben a triász végén következett be, amikor a korábbi sekélytengeri környezetek mélytengeri viszonyok közé kerültek, a platformok megfulladtak és rajtuk üledékhány után többnyire középső-jura radiolarit képződött. Ennek nyomai a

Dinári Ofiolit Öv egyes olisztolitjaiban őrződtek meg (Bükkben ez a folyamat kiválóan megfigyelhető!).

A Dinári Ofiolit Öv melanzsában gyakran található felső-paleozoos klasztok és nagy variszkuszi gránit tömbök, továbbá a melanzsot fedő felső-jura–alsó-kréta rétegsorban is igen gyakori a granitoidok törmeléke. Ezeket a kontinentális eredetű klasztokat Robertson et al. (2009) a kontinens-óceán közötti átmeneti zónában végbement riftesedés során exhumálódott Adriai mikrokontinens kérgéből származtatja.

Óceán felnyílás

A jelenlegi ismeretek szerint, MOR-típusú bazalt lávaközetek kizárólag a melanzs triász blokkjaiban található. Ez a vulkanizmus kivékonyodott kontinentális kéregből kialakult kontinens-óceán közti átmeneti zónában kezdődött a kontinentális riftesedés végén, illetve a óceáni aljzat szétterülésének (spreading) a kezdetén.

Szubdukció, akkréciós komplexum kialakulása

A korábbi feltételezésekkel ellentétben, a régióban ismert ofiolitok – petrológiai és geokémiai jellegeik alapján – a szubdukcióhoz kapcsolhatók, a szubdukciós zóna fölött keletkeztek (SSZ-típusúak). Az ofiolitok metamorf bázisa valószínűleg a hideg óceáni lemeznek a forró ofiolit alá tolódásával képződött, így a metamorf bázis kora az ofiolitok keletkezési korához közeli. A Dinaridákban, az Albanidákban és a Hellenidákban Ar-Ar módszerrel mért korok a 174–162 Mév közötti tartományba esnek, ami a relatív skálán az aaleni–callovi intervallumot jelenti.

A Dinári Ofiolit Övben és a Vardar zónában hatalmas kiterjedésű melanzs komplexumok található, ezek részben tektonikus, részben üledékes, de többnyire vegyes genetikájúak. A melanzs képződése azonban elsődlegesen tektonikai (lemeztektonikai) folyamatokhoz köthető. A szubdukció során a mélytengeri üledék, továbbá az óceán peremi zóna aljzata és az azon lévő magmás és üledékes összletek a szubdukciós zóna frontjára kerülnek (szubdukciós akkréció) vagy a felső lemez alá tolódnak. A frontról az odakerült kőzetek egy része gravitációsan áthalmozódik és a szubdukciós árokba vagy az ívelőtti medencében halmozódik fel. Az akkréciós zóna gyarapodása közben az intenzív tektonikai aktivitás megmarad, az akkréciós zóna egyes elemei lenyíródhatnak, kicsúszhatnak eredeti helyzetükből, takarós rátolódások, visszatolódások jöhetnek létre.

A melanzs a Dinaridákban csupán kisméretű metamorfózist szenvedett, ami a szubdukciós fronton végbement akkréciót vagy lapos szögű sekély alátolódást jelez. Az alátolódásnál a lenyíródás az üledékes összleten belül, illetve az óceáni kéreg és az üledék között történhetett, nem lehetett mélyen az óceáni kérgen belül. Az üledékek és a lávaközetek gyarapíthatták az akkréciós komplexumot, míg az ultrabázisos kőzetek általában elnyelődtek. Az SSZ ofiolitok esetében a ofiolitok lenyíródásával és az akkréciós melanzsba keveredésével („szubdukciós erózió”) lehet számolni.

Az Északi Mészköalpokban végzett kutatások eredményeit sem lehet figyelmen kívül hagyni a Neotethys szubdukció észak-magyarországi nyomainak értelmezésénél. A Neotethys szubdukció első nyomait itt a kora-jura legvégén észlelték. A középső-jurában és a késő-jura kezdetén (bajoci–oxfordi) szubdukciós árkok jöttek létre, és az ofiolit obdukció miatt az árokképződés a külső selftől (Hallstatti fáciesöv) a kontinens belsőbb részei felé (Haupdolomit/Dachsteini fáciesöv) helyeződtek át. Az egyes árokszerű medencéket feltorlódott takarók választották el egymástól, amelyek erodálódtak, a medencékben felhalmozódó

törmeléket szolgáltatva. A gravitációs tömegmozgással áthalmozott törmelék anyaga jelentősen eltérő az egyes medencékben. A délkeleti medencék törmelékanyaga a triász sekély selfpereméről (Dachsteini zátonyöv) és a mélyebb selfjéről (Zlambachi fácieszónája) valamint a triász–kora-jura kontinensperem hemipelágikus–pelágikus, alárendelten óceáni magmás övezeteiből származik (Hallstatti és Meliata zónák). Az északnyugati medencékben viszont a Dachsteini platformok lagúrafáciéseinek áthalmozot anyagai jelennek meg (Gawlick és Frisch, 2003; Gawlick et al. 2009; Missoni és Gawlick, 2010).

A Bükki egység triász-jura időszaki fejlődéstörténetének értelmezése

A Bükki egység paleozoos-triász képződményei a Dinaridák Jadar blokkjával, jura képződményei a Dinári Ofiolit Öv kifejlődésével mutatnak közeli hasonlóságot. A régió szerkezetfejlődéséből arra lehet következtetni, hogy a Bükki egység a Dinári vonulatok ÉNy-i elvégződésétől juthatott el jelenlegi helyzetébe terciér tektonikai mozgások során. Ebből következően a késő-paleozoos–kora mezozoos fejlődéstörténet értelmezését be kell illeszteni a Dinaridák, illetve a Tethys ÉNy-i részének értelmezésébe. Mindezek alapján fejlődéstörténet fő szakaszainak alapvető sajátosságai a következőkben foglalhatók össze:

Kontinentális riftesedés

A Bükk hegység felső-paleozoos–triász rétegsora kiválóan megőrizte a Gondwana északi szegélyén, illetve az attól szeparálódott Adriai mikrokontinesen lejátszódott folyamatok nyomait. A terület a karbon idején a Paleotethys kontinentális aljzatú nyugati peremvidékéhez tartozott, ahol a karbon végére a mélyebb medencét sekély rámpa környezet váltotta fel. Viszonylag rövid idejű kiemelkedést követően az alpi lemeztektonikai ciklus a középső permben szárazföldi, tengerparti üledék lerakódással indult, ezt a késő-permben sekélytengeri karbonátképződés követte és a sekély rámpán történő üledéklerakódás a középső-triászig folyt (Pelikán et al. 2006; Haas et al., 2007; Sudar et al, 2008). Az anisusi végén az addig egységes karbonátrámpa tagolódott, rövid idejű kiemelkedés után árkok alakultak ki, melyekben a vulkáni működést követően, már a ladinban, medencefáciest képviselő karbonátüledékek lerakódása kezdődött. A tektonikai mozgásokhoz intenzív vulkánosság is társult. Mindezek a folyamatok a Neotethys riftesedéséhez köthetők (Velledits, 2000), és azt is jelzik, hogy a Bükk területe Adria riftesedő, kivékonyodó kontinentális aljzatú pereméhez tartozott ekkor. Valószínű, hogy a Bükki egység egésze (más leváló blokkokkal együtt) ekkor kezdett elkülönülni a Dinári platform belsőbb részeitől. Lényeges továbbá, hogy a kontinentális riftesedés során kerülhettek felszínközelbe azok a mélyben lévő kőzettestek (paleozoos kőzetek, variszkuszi granitoidok és metamorf kőzetek), amelyek a jura rétegsorban törmelékként jelennek meg.

Az aktív riftesedési szakasz, a ladinban andezites-dacitos, majd a ladin/karni határon dacitos-riolitos, a késő-karniban bazaltos vulkanizmussal folytatódott. Ezt követően a késő-triászban az intraplatform medencék peremének lezökkenésével a medencék terjeszkedtek a platformok rovására. A pelágikus medencefáciésben megjelennek lejtőfáciés képviselő breccsa-konglomerátum testek, melyek anyaga a környező platformokról illetve a lejtő felsőbb részéről származik (Velledits, 2000).

A Bükk legnyugatabbi részén (Reszél-tető) valamint a Darnó-hegy környékén a jura akkréciós komplexumban található középső-triász olisztolitok a kivékonyodott kontinentális kérgen kezdődő óceánfelnyílásról is hordoznak lényeges információkat. A tenger alatti bazalt pelágikus medencében lerakódott karbonátüledékbe nyomult,

így jött létre az ezekre a bazaltokra jellemző peperites fácies. A láva hólyagosodása viszonylag kis mélységű kiömlést jelez (Kiss et al, 2008; Kovács et al, 2008).

Óceánfelnyílás; a kivékonyodott kontinentális perem lesüllyedése

Az elsősorban paleomágneses adatokon alapuló geodinamikai-ösföldrajzi rekonstrukciók a Neotethys jelentős mértékű terjeszkedését ábrázolják a késő-triász-kora-jura idején, jóllehet nyugat felé csökkenő mértékű felnyílással számolnak. A petrográfiai-geokémiai adatok jelenlegi értelmezése szerint óceánközépi hátságon létrejövő óceáni aljzat maradványokat azonban nem lehetett a Dinaridák ofiolitjai esetében sem kimutatni.

Az Adriai kontinentális mikrolemez peremén elhelyezkedő Bükki egységben nyomon követhető az aktív riftesedés megszűnése a késő-triász folyamán, ami a spreading korai fázisával egyidőben történhetett. A kéreg kivékonyodását, a kontinens-óceán közötti átmeneti övezet kialakulását jelzi az az intenzív süllyedés, amely a még létező platformok megfulladásához vezetett a triász végén. Ezt követően már egységesen mélytengeri viszonyok uralkodtak, legfeljebb kondenzált pelágikus üledéklerakódással, vagy a lejtők peremén és neptuni telérekben folyó üledékfelhalmozódással. A korábbi platformok és medencék területének nagy részén, feltehetően az inenzív vízáramlás miatt, hosszú ideig nem volt üledék-felhalmozódás. Ez valószínűleg a bajociban indulhatott meg radiolarit képződésével.

A Dinári karbonátplatform előterében a kora-jura folyamán majd a középső-jurában is folyt a platformról átülepített karbonátszemcsék felhalmozódása. A platform és a platform előtéri karbonátüledék-felhalmozódást részletesen dokumentálták a Szlovén árok területén (Rožič és Popit, 2006). A Bükkben olisztolitiként ismertek szinemuri-pliensbachi (Jómarci Mészke) és aaleni(?)-bajoci (Bükkzsérci Mészke) a Dinári Karbonátplatform előteréből származó mészkefajták.

A mélybe süllyedt bükki területen a radiolaritképződést követően, még a bajociban az üledékképződést elsősorban a terrigén sziliciklaszt-beszállítódás dominanciája határozta meg. A sziliciklasztos üledékek legvalószínűbb forrását a rift-exhumációval feltárt kontinentális aljzat képződésményei képezhették. Erre utalnak a Vaskapui Homokkőben lévő durva konglomerátum (debrit) testek, amelyek mélytengeri törmelékű csatornakitöltéseként értelmezhetők és a durva törmelék anyagában paleozoos karbonátok, magmás és metamorf kőzetek mellett gránit is található. A Vaskapui Homokkő vastagpados kifejlődése is valószínűleg csatornakitöltés. A Lökölgyi Formáció disztális turbiditje a külső törmelékűpon illetve a környező mély medencében képződött.

Szubdukció, akkréciós komplexum kialakulása

A szubdukciós folyamat megindulásához köthető a szubdukciós zóna feletti ofiolitok (bazalt, gabbró) keletkezése (Szarvaskői és Tardosi Fm). A vulkanitok a sziliciklasztos sorozatba nyomultak be. A hiányos ofiolit sorozat darabjai, illetve kicsúszott takaróként vagy olisztoplakaként áthalmozódva kerültek később az akkréciós komplexumba.

A bath során a homok méretű sziliciklaszt beszállítást kőzetliszt-agyag beszállítás váltja fel és valószínűleg távoli karbonátplatformról beszállított karbonát (mikrit iszap, peloid, apró ooid) is lerakódik (Oldalvölgyi Formáció). Ezzel egy időben, valószínűleg a mélyebb medencerészekén radioláriás iszap felhalmozódása folyt (Csipkéstetői Radiolarit). A tektonikai aktivitás korai szakaszát jelezhetik a betelepülő kis vastagságú, főként magmatitok törmelékét tartalmazó olisztosztómák.

A bath későbbi szakaszában megjelenő nagyobb vastagságú olisztosztrómák jelzik az intenzív tektonikai aktivitás, az akkréciós komplexum épülésének fő periódusát, ami a calloviban is folytatódhatott.

A Bükk területén, valószínűleg paleozoos metamorfitek, késő-triász karbonátok, a triász-jura határ közelében, valószínűleg kivékonyodott kontinentális aljzaton képződött vulkanitok, és jura (?) homokkövek mellett a középső-jura korábbi szakaszában keletkezett átülepített mészkő változatos méretű törmelékdarabjai jelennek meg az olisztosztrómákban. A Darnó-Mátra területen radioláriás óceáni üledékek alkotják az olisztosztrómák jelentős részét. A Darnó-hegy környékén az óceánperemre került triász bazaltok, és óceánperemi jura bazaltok és gabbrók törmelékei képezik az akkréciós komplexum felsőbb részét. Ezek a törmelékek az alábukó lemez és a felső lemez között kialakuló szubdukciós frontról csúsztak le a szubdukciós árokba. A feldarabolódó kőzetek részben a kontinentális lemez peremi öveinek összetorlódása során, részben az óceáni medencékből lenyíródva kerültek a frontra. A Szarvaskői-takaró is feltehetően ekkor került az olisztosztróma melánsz fölé, eredeti helyzetéből kicsúszva.

A Neotethys akkréciós komplexumának részét képező bükki, továbbá a Mátra aljzatát alkotó és a Darnó környéki képződmények alapvető jellegei jól megfeleltethetők a Dinaridákban ismertekkel és ennél fogva képződési körülményei is levezethetők a Dinaridákra a közelmúltban kidolgozott modellekből. A Rudabányai-hegységben megismert olisztosztrómák törmelékanyaga mutat ugyan összetételbeli eltéréseket a bükkiekhez és a mátraiakhoz képest, de a késő-triász savanyú vulkáni törmelék előfordulása és a Csipkés-tető jura sekélytengeri foraminiferái fontos összekapcsoló bélyegek. Az Északi Mészkőalpokban megfigyelt szubdukcióhoz köthető jelenségek időbeli lefolyása jól korrelációt mutat a Bükkben megismerthez és a szubdukciós árok-rendszerek kialakulásának módja ugyancsak hasonló lehetett, de a medencékben felhalmozódott törmelékben lényeges eltérések vannak. A legfontosabb különbség az alsó- és a középső-jura platformkarbonát kőzetekből származó törmelékanyag hiánya az Alpokban, ami viszont Észak-Magyarországon jellemző. Ezzel szemben Észak-Magyarországon hiányzik a Dachsteini-platfomról származó törmelék, amely az Alpok egyes medencéiben megvan. Mindez az akkréciós komplexum törmelékanyagának zömét szolgáltatató felső, kontinentális lemez felépítésének különbségére vezethető vissza és alátámasztja a bükki, a mátrai-darnói és a rudabányai egységeknek a Dinaridákhoz (ezzel együtt az Adriai-Dinári Karbonátplatformhoz) kapcsolódó eredeti helyzetét.

Irodalom

(a projekt keretében készített cikkeket vastag betűvel emeltük ki)

Árgyelán GB, Gulácsi Z (1997) Acidic extrusive and plutonic rock fragments in the siliciclastic sediments of the Darnó and Szarvaskő Unit. Terra Nostra, Sediment'97 Kurzfassungen:3

Balla Z (1983) Stratigraphy and tectonics of the Szarvaskő synform, Bükk Mts, North Hungary. Ann Rep Eötvös L Geophys Inst Hung 1982:42–65

Balogh K., Kovács S. 1977: Előzetes jelentés a Rudabányai-hegységi triász vizsgálatáról. — *Kézirat*, József Attila Tudományegyetem, Szeged.

- Balogh K., Árváné Soós E., Pécskay Z. 1984: Jelentés a Magyar Állami Földtani Intézet és az MTA Atommag Kutató Intézete között létrejött 4020/84 sz. Kutatási szerződés keretében végzett vizsgálatokról. — *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár.
- Csontos L (1988) Étude géologique d'une portion des Carpathes Internes: le massif du Bükk (Stratigraphie, structures, métamorphisme et géodynamique). Thèse de Doctorat, Univiversité de Lille Flanders-Artois, 250 p
- Csontos L (1999) A Bükk hegység szerkezetének főbb vonásai (Structural outline of the Bükk Mts (N Hungary). *Földt Közl* 129:11–651
- Dosztály L. 1994: Mezozoos radiolária vizsgálatok Észak-Magyarországon. — *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár.
- Dosztály, L., Józsa, S., Kovács, S., Less, Gy., Pelikán, P., Péró, Cs. 2002: North-East Hungary. Post congress excursion guide. — In: Vozár J., Vojtko R., Sliva L. (eds.): *Guide to geological excursions, xviith Congress of Carpathian–Balkan Geological Association, Bratislava*, pp. 104–117.
- Filipović I, Jovanović D, Sudar M, Pelikán P, Kovács S, Less Gy, Hips K 2003: Comparison of the Variscan – Early Alpine evolution of the Jadar Block (NW Serbia) and “Bükkium” (NE Hungary) terranes; some paleogeographic implications. *Slovak Geol Mag* 9:3–21
- Gawlick HJ., Missoni S., Schlagintweit F., Suzuki H., Frisch W., Krystyn L., Blau J., Lein R. 2009: Jurassic tectonostratigraphy of the Austroalpine domain. *J Alp Geol* 50: 1–152
- Gawlick HJ., Frisch W. 2003: The Middle to Late Jurassic carbonate elastic radiolaritic flysch sediments in the Northern Calcareous Alps: sedimentology, basin evolution and tectonics – an overview. *N Jahrb Geol Pal Abh* 230:163–213
- Görög Á. 2006: A bükki jura foraminifera kutatás újabb eredményei. 9. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, Ajka, pp. 12-13.**
- Görög Á. 2009: Foraminifera vizsgálatok az észak-magyarországi mezozoos képződményekből. 12. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, Sopron, p. 11.**
- Grill J. 1988: A Rudabányai-hegység jura formációi. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1986-ról*, pp. 69–103.
- Grill, J., Kozur, H. 1986: The first evidence of the Unuma echinatus radiolarian zone in the Rudabánya Mts (Northern Hungary). — *Geologische und Paleontologische Mitteilungen des Universität Innsbruck* 13 (11), pp. 239–275.
- Haas, J., S. Kovács 2001: The Dinaridic–Alpine connection – as seen from Hungary. — *Acta Geol. Hung.*, 44/2–3, pp. 345–362.
- Haas J. 2004 szerk: Triász – Magyarország geológiája. – ELTE Eötvös kiadó, Budapest
- Haas J. (2007) Paleogeographic setting and relationships of the Jurassic formations in the Bükk–Darnó area. MÁFI Évi Jelentés, 2006-ról, 85-95**

- Haas J., Görög Á., Kovács S., Ozsvárt P., Matyók I. 2006: Displaced Jurassic foreslope and basin deposits of Dinaroidic origin in Northeast Hungary. Acta Geol. Hung. 49, 2, 125-163**
- Haas J, Götz A.E., Pálffy J. 2010: Late Triassic to Early Jurassic paleogeography and eustatic history in the NW Tethyan realm: New insights from sedimentary and organic facies of the Csóvár Basin (Hungary) Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. 291, 456-468**
- Haas, J., Demény, A., Hips K., Zajzon N., Weiszbürg T.G., Sudar M., Pálffy J. 2007: Biotic and environmental changes in the Permian–Triassic boundary interval recorded on a western Tethyan ramp in the Bükk Mountains, Hungary – Global and Planetary Change. 55, 137-154**
- Haas J., Kovács S., Karamata, S., Sudar M. 2010a Displaced South Alpine and Dinaridic elements in the Mid-Hungarian Zone. Bull. T. CXL de l'Académie serbe des sciences et des arts, 46, 82-103**
- Haas J., Budai T., Csontos L., Fodor L., Konrád Gy. 2010b: Magyarország pre-kainozoos földtani térképe 1:500 000. MÁFI, Budapest
- Haas J., Pelikán P., Görög Á., Ozsvárt P., Józsa S., Kövér Sz. 2010c: Subduction related Jurassic gravity deposits in Bükk-Darnó area, Northeast Hungary Proceedings 19th Congress of the CBGA, Thessaloniki, Greece**
- Haas J, Kovács S, Karamata S, Sudar M, Gawlick H-J, Grădinaru E, Mello J, Polák M, Péro Cs, Ogorelec B, Buser S (in press) Jurassic environments in the Circum-Pannonian region. Abhandlungen Geol Bundesanstalt**
- Haas J., Pelikán P., Görög Á., Józsa S., Ozsvárt P. (benyújtva) Stratigraphy, facies and geodynamical settings of Jurassic formations in the SW part of the Bükk Mountains, North Hungary. Geological Magazine**
- Kiss G, Molnár F, Palinkaš LA (2008) Volcanic facies and hydrothermal processes in Triassic pillow basalts from the Darnó Unit, NE Hungary. Geol Croat 61:385–394
- Kiss, G., Molnár, F., Palinkaš, L. A., Kovács, S., Hrvatović, H. (in press) Correlation of Triassic advanced rifting related Neotethyan submarine basaltic volcanism of the Darnó Unit (NE Hungary) with some Dinaridic and Hellenidic occurrences on the basis of volcanological, fluid-rock interaction and geochemical characteristics. I Journ Earth Sci**
- Kovács S. 1987: Olistosztromák és egyéb, vízalatti gravitációs tömegszállítással kapcsolatos üledékek az észak-magyarországi paleo–mezozóikumban, II. — *Földtani Közlöny* 117 (1), pp. 101–119.
- Kovács S. 1988: Olistostromes and other deposits connected to subaqueous mass-gravity transport in the North Hungarian Paleo–Mesozoic, *Acta Geologica Hungarica* 31, 265–287.
- Kovács S, Haas J, Szebényi G, Gulácsi Z, Pelikán P, Bagoly-Árgyelán G, Józsa S, Ozsvárt P, Gecse Zs, Szabó I 2008: Permo-Mesozoic formations of the Reck-Darnó Hill area: stratigraphy and structure of the pre-Tertiary basement of the Paleogene Reck Orefield. In: Földessy J,**

Hartai É (Eds) Recsk and Lahóca geology of the Paleogene Ore Complex – Geosciences, Miskolc University Press, 33-56.

- Kovács, S., Józsa, S., Gulácsi, Z., Dosztály, L., B. Árgyelán, G., Forián-Szabó, M., Ozsvárt, P. 2005: Permo–Mesozoic formations of the Darnó Hill area, NE Hungary — a displaced fragment of the Inner Hellenidic – Inner Dinaridic accretionary complexes. — In: tomljenovič, B., Balen, D., Vlahovic, I., (eds.): *Abstracts book 7th Workshop on Alpine Geological Studies, Opatija*, Croatian Geological Society, Zagreb, pp. 51–52.
- Kovács S, Sudar M, Karamata S, Haas J, Péró Cs, Gawlick H-J, Gaetani M, Gradinaru E, Mello J, Polák M, Aljinovic D, Ogorelec B, Kolar-Jurkovšek T, Jurkovšek B, Buser S (in press) Triassic environments in the Circum-Pannonian region related to the initial Neotethyan rifting stage. *Abhandlungen Geol Bundesanstalt***
- Kövér Sz., Fodor L., Kovács S., 2008: A Rudabányai-hegység jura képződményeinek szerkezeti helyzete és üledékes kapcsolata: régi koncepciók áttekintése és új munkahipotézis – MÁFI Évi Jelentése a 2006-os évről, 97-120**
- Kövér, Sz., Haas, J., Ozsvárt, P., Görög, Á., Götz, A.E., & Józsa, S. 2009: Lithofacies and age data of Jurassic foreslope and basin sediments of Rudabánya Hills (NE Hungary) and their tectonic interpretation.– *Geologica Carpathica* 60, 5, 351-379**
- Kövér Sz., Fodor L., Judik K., Németh T., Balogh K., Kovács S., 2009: Deformation history and nappe stacking in Rudabánya Hills (Inner Western Carpathians) unravelled by structural geological, metamorphic petrological and geochronological studies of Jurassic sediments – *Geodinamica Acta*, 22, 3-29**
- Less Gy. 1998: Földtani felépítés. — In: Baross G. (szerk.): *Az Aggteleki Nemzeti Park*. Mezőgazda Kiadó, pp. 26–66.
- Máthé, Z., Szakmány, Gy. 1990: The genetics (formation) of rhyolite occurring in the Rudabánya Mts. (Northeastern Hungary). — *Acta Mineralogica–Petrographica Szeged* 31, pp. 43-55
- Missoni S., Gawlick HJ, 2010: Evidences for Jurassic subduction from the Northern Calcareous Alps (Berchtesgaden Austroalpine, Germany). *Int J Earth Sci*,
- Német N. 2007: A Bükkzsérci Patkó-sziklák kőfejtőjének és környezetének szerkezetföldtani jelenségei (Structural features of the quarry at the Patkó Cliffs, Bükkzsérc and its surrounding). *Föld Közl* 137:473–486**
- Ozsvárt P., Dosztály L., Migiros M., Tselepis V., Kovács S. (in press) New radiolarian biostratigraphic data on Middle Triassic basalts and radiolarites from the Inner Hellenides (Northern Pindos and Othris Mountains, Northern Greece) and their implication for the geodynamic evolution of the early Mesozoic Neotethys. *I Journ Earth Sci***
- Pálfy J., Demény A., Haas J., Carter E.S., Görög Á., Halász D., Oravecz-Scheffer A., Hetényi M., Márton E., Orchard M. J., Ozsvárt P., Vető I., Zajzon N. 2007.**

Triassic/Jurassic boundary events inferred from integrated stratigraphy of the Csóvár section, Hungary. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 244: 11-33

- Pamić J (2003) The allochthonous fragments of the Internal Dinaridic units in the western part of the South Pannonian Basin. *Acta Geol Hung* 46(1):41–62
- Pelikán P (ed) Less Gy, Kovács S, Pentelényi L, Sásdi L (2005) A Bükk hegység földtana. MÁFI, Budapest 249 p
- Pešić L, Ramovš A, Stremac J, Pantić-Prodanović S, Filipović I, Kovács S, Pelikán P (1986) Upper Permian deposits of the Jadar region and their position within the Western Paleotethys. *Mem Soc Geol Ital* 34:211–219
- Protić L, Filipović I, Pelikán P, Jovanović D, Kovács S, Sudar M, Hips K, Less Gy, Cvijić R (2000) Correlation of the Carboniferous, Permian and Triassic sequences of the Jadar Block, Sana-Una and “Bükkium” Terranes. In: Karamata S, Janković S (eds) *Proceedings of the International Symposium Geology and Metallogeny of the Dinarides and Vardar Zone, Banja Luka*, pp 61–69
- Robertson A, Karamata S, Šarić K. 2009: Overview of ophiolites and related units in the Late Paleozoic–Early Cenozoic magmatic and tectonic development of Tethys in the northern part of the Balkan region. *Lithos*, 108:1–36
- Rožič B, Popit T (2006) Redeposited limestones in the Middle and Upper Jurassic successions of Slovenian basin. *Geologija* 49(2):219–234
- Sudar M, Perri MC, Haas J. (2008) Conodonts across the Permian-Triassic boundary in the Bükk Mountains (NE Hungary). *Geologica Carpathica*, 59, 6, 491-502**
- Szakmány, Gy., Máthé, Z., Réti, Zs. 1989: The position and petrochemistry of the rhyolite in the Rudabánya Mts. (NE Hungary). — *Acta Mineralogica–Petrographica* 30, pp. 81–92.
- Szentpétery I., Less Gy. (szerk.) 2006: Az Aggtelek–Rudabányai-hegység földtana. Magyarázó az Aggtelek–Rudabányai hegység 1988-ban megjelent 1:25 000 méretarányú fedetlen földtani térképéhez (Magyarország tájegységi térképsorozata). — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 92 p.
- Velledits F (2000) A Berva-völgytől a Hór-völgyig terjedő terület fejlődéstörténete a középső–felső triászban. *Földt Közl* 130:47–93