

A zsámbéki Strázsa-hegy és környékének kainozoos képződményei

KERCSMÁR Zsolt¹, BUDAI Tamás¹, SZUROMINÉ KORECZ Andrea², SELMECZI Ildikó¹, MUSITZ Balázs¹, LANTOS Zoltán¹

¹Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

²Laboratóriumok MOL, MOL NyRt., Budapest 1039, Szent István utca 14.

keresmar.zsolt@mbfsz.gov.hu, budai.tamas@mbfsz.gov.hu, kaszuro@mol.hu, selmeczi.ildiko@mbfsz.gov.hu, musitz.balazs@mbfsz.gov.hu, lantos.zoltan@mbfsz.gov.hu

Cenozoic formations of the Strázsa Hill at Zsámbék and its surroundings

Abstract

In the course of the geological mapping in the Zsámbék Basin, the Cenozoic succession — exposed in the quarry of the Strázsa Hill — was accurately documented. Moreover, analyses of palaeontological, stratigraphic and tectonic data were also conducted. The Middle Triassic dolomite is overlain by a relatively thin middle–upper Miocene succession of discontinuous appearance; its lower section is made up of fine-grained siliciclastic deposits (silt – medium grained sand) and carbonates of late Badenian (late Langhian – early Serravallian) age. The freshwater limestone, unconformably overlying the latter, is considered as the basal formation of the upper Miocene (Pannonian) succession of the Zsámbék Basin. The Pannonian succession characterised by considerable thickness and areal extent in the Zsámbék Basin is missing due to denudation, and the algae-bearing freshwater limestone is directly overlain by an alluvial–proluvial succession of Pleistocene age. Based on the analysis of sedimentological characteristics and the study of fossils the Neogene sedimentary environment shows particular features in many respects. At the beginning of the late Badenian sedimentation took place in a protected, coastal, lower salinity lagoon behind the palaeomorphologic ridge (island or peninsula) located along the Vértessomló–Nagykovácsi Zone. The lagoon received a large amount of sediment influx of fine-grained clastic deposits. Simultaneously, on the southern side of the island a rocky shore (characterised by abrasion) could be reconstructed. We detected freshwater influx during the late Badenian. In the Sarmatian it became restricted and at the beginning of the late Miocene a lacustrine environment came into being. During the Neogene–Quaternary structural evolution of the Vértessomló–Nagykovácsi Zone of W–E strike, several phases could have been identified. The earliest one among them is the small-scale thrusting of the Triassic dolomite over the middle Miocene succession, which can be coeval with the deposition of the late Badenian siliciclastic succession. The activity of the tectonic zone in the Sarmatian is indicated by the extremely thin occurrence and unconformable setting of the succession. The next structural phase is indicated by lateral striae observed on the Pannonian freshwater limestone; this phase corresponds to D11 transpressional deformation phase identified in the Gerecse. Uplift occurring in the course of the youngest deformation process of the tectonic zone resulted in the denudation of the Pannonian succession. This process may have been taken place during the Pliocene – early Pleistocene.

Keywords: Zsámbék Basin, Cenozoic, stratigraphy, basin and structural evolution, late Badenian palaeoenvironment

Összefoglalás

A Zsámbéki-medence földtani térképezése során részletesen felvettük a Strázsa-hegy kőfejtője által feltárt kainozoos rétegsort, valamint elvégeztük az őslénytani, rétegtani és tektonikai adatok elemzését. A középső–triász dolomitra viszonylag vékony és hézagos középső–felső-miocén rétegsor települ, amelynek alsó szakaszát felső-badeni, középső szakaszát szarmata finomszemcsés sziliciklasztitok (kőzetliszt – középszemcsés homok) és karbonátok alkotják. Az e fölött üledékhézaggal települő édesvízi mészkő a Zsámbéki-medence felső-miocén (pannóniai) rétegsorának bázisképződménye. A Zsámbéki-medencében általános elterjedésű pannóniai üledékek a Strázsa-hegyen lepusztultak, az algás édesvízi mészkőre közvetlenül pleisztocén alluviális–proluviális rétegsor települ. A szedimentológiai jellegek és az ősmaradványok elemzése alapján rekonstruált neogén üledékképződési környezet több vonatkozásban is egyéni jellegeket mutat. A késő-badeni során kezdetben csökkent sótartalmú, partmenti védett lagúnában zajlott az üledékképződés a Vértessomló–Nagykovácsi-zóna mentén kiemelkedő paleomorfológiai hát (sziget vagy félsziget) mögött, amelybe jelentős mennyiségű finomszemcsés törmelék áramlott. Ezzel egy időben a sziget déli oldalán sziklás abráziós part rekonstruálható. A lagúnába a késő-badeni során édesvízi hozzáfolyás zajlott, ami a szarmata során elzáródott, végül a késő-miocén elejére tavi környezet jött létre. A Strázsa-hegyen keresztülhaladó Ny–K-i csapású Vértessomló–Nagy-

kovácsi-zóna neogén–kvarter szerkezetfejlődésén belül több szerkezeti fázist sikerült azonosítani. Ezek közül a legidősebb a triász dolomit kismértékű rátolódása a középső-miocén rétegsorra, amely a késő-badeni sziliklasztos rétegsor leülepedésével egyidős lehet. A tektonikai zóna szarmata aktivitására utal a rétegsor szélsőségesen vékony kifejlődése és diszkordáns települése. A következő szerkezeti fázist a pannóniai édesvízi mészkövön észlelt oldalirányú vetőkarok jelzik, ez a fázis megfeleltethető a Gerecse D11-es transzpressziós szerkezeti fázisának. A szerkezeti zóna legfiatalabb deformációja során zajlott kiemelkedés a pannóniai rétegsor lepusztulását eredményezte, amely a pliocén–kora-pleisztocénre tehető.

Tárgyszavak: Zsámbéki-medence, kainozoikum, rétegtan, medencefejlődés, szerkezetalakulás, késő-badeni öskörnyezet

Bevezetés — kutatási előzmények

A Gerecse földtani térképezésének lezárulását követően a Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat 2018-ban indította el új térképezési programját, amelynek során felvételre kerül a Dorogi- és a Zsámbéki-medence, a Pilis, valamint a Budai-hegység É-i része. Az új felvételezés kezdeti szakaszában a terület jelentősebb feltárásainak részletes vizsgálatát végezzük el a rétegtani felépítés és a fácieskapcsolatok főbb jellegének tisztázásához. Ennek során áttekintettük a területet érintő kutatásokat, és a kainozoos képződmények megismerése céljából részletes szelvényezést végeztünk a Zsámbék és Mátyás közti Strázsa-hegy kőfejtőiben, ahol a bányászat eddig részletesen nem vizsgált neogén rétegsort tárt fel a triász képződmények fedőjében. A területen folyó térképezéssel együtt szerkezeti mérésekre és szerkezet-elemzésre is sor került. Jelen értekezés erre a szűkebb területre (Strázsa-hegy és környéke) vonatkozó fontosabb megfigyeléseket és megállapításokat ismerteti. A terület képződményeinek megismerésének kezdeti a 19. század közepére nyúlnak vissza. A Buda és Tata közötti terület földtani képződményeivel foglalkozó leírásában már HANTKEN (1861) is számos „harmadkori képletet” különített el, amelyek közül Zsámbék térségében elsősorban az „oligocén tengeri homokkő”, illetve a „tengeri neogén képlet”-be sorolt „cerithiummész” és „congeriaagyag” jelentős.

LIFFA (1905) Tinnye és Perbál térségében folytatott agrogeológiai felvételezésében részletes leírást közölt a Zsámbék földtani felépítésében meghatározó szerepet játszó szarmata képződmények felszíni elterjedéséről, jellegéről és az akkori kőfejtőkről (pl. Nyakas-hegy).

A dorogi szenterület felvételezéséhez kapcsolódóan FERENCZI (1923) végzett földtani térképezést a Zsámbéki-medence É-i részén, Tinnye környékén. A terület kainozoos rétegsorában a következő rétegcsoportokat különítette el: „alsó oligocén hárshegyi homokkő csoport”, „felső oligocén rétegcsoport” (ez tartalmazza a cyrenás agyag és a pectunculikus homokkő kifejlődéseket), „szarmata agyag, mészkő, kavics”, „pontusi agyag, homok, kavics”, „levantei édesvízi mészkő”, „pleisztocén lösz, futóhomok” és „ártéri, jelenkori üledékek”. A herceghalmi artézi kút fúrása során ismertté vált „mediterrán” képződményeket (HALAVÁTS 1892) a térképezési területen FERENCZI nem tudta kimutatni a felszínen; hiányukat denudációval magyarázta.

Zsámbék környékének legutóbbi részletes földtani felvételezését a Magyar Állami Földtani Intézet Középhegységi

Osztálya hajtotta végre 1977 során, azonban az 1:20 000-es méretarányú földtani térkép és az észlelések leírását tartalmazó alapadatgyűjtemény (BAKONY et al. 1977, PARTÉNYI & RADICS szerk. 1979), valamint a terület földtani felépítésének összefoglalása (JÁMBOR 1980a) kéziratban maradt.

A Mátyási- és a Zsámbéki-medence neogén képződményeivel kapcsolatban JÁMBOR (1967, 1969, 1975a, b, 1977) folytatott kutatásokat, amelynek eredményeképpen — igazodva a Magyar Rétegtani Bizottság Miocén Albizottsága által 1977 májusában elfogadott nevezéktanhoz — elvégezte a Zsámbék környéki neogén képződmények litosztrigráfiai besorolását is (JÁMBOR 1977). A területen a 300 m legnagyobb vastagságot is meghaladó neogén összletet közzétani jelleg alapján hat jellemző kifejlődésű egységre osztotta; amelyek faunisztikai szempontból is jól elkülöníthetők egymástól (I. táblázat). Közülük az alsó kettőt

I. táblázat. A Zsámbéki-medence neogén összletének rétegtani tagolása JÁMBOR (1977) és a Magyar Rétegtani Bizottság (MRB) jelenleg érvényes felosztása szerint (GYALOG et al. 1996, GYALOG & BUDAI szerk. 2004, CSILLAG & SZTANÓ 2015)

Table 1. Stratigraphic classification of the Neogene formations of the Zsámbék Basin by JÁMBOR (1977) and by the Hungarian Commission on Stratigraphy (MRB, GYALOG et al. 1996, GYALOG & BUDAI eds. 2004, CSILLAG & SZTANÓ 2015)

		JÁMBOR 1977		MRB rétegtan	
		rétegtan	rétegsor		
Szarmata	Tinnyei Formáció	Alsópannóniai Formáció	szürke, molluskás agyagmárga, homok, alján dácitufa rétegekkel édesvízi mészkő	Csákvári Formáció Strázsahegyi T.	Pannóniai
		Strázsa-hegyi T.	ooidos durvamészkő, mészmárga	Tinnyei Formáció	
	Mátyási Tagozat	Mátyási Tagozat	molluskás agyagmárga, lemezes, alginites márga	Kozárdi F.	Szarmata
		Kozárdi Formáció	mészmárga, márga „felső riolitufa”	Kozárdi F./ Galgavölgyi F.	
Badeni	Pusztamiskei Formáció	agyagmárga homok betelepülésekkel mészkő,	Szilágyi/Lajtai Formáció	Budajenői F.	Badeni
	Zsámbéki Formáció	agyagmárga, tarkaagyag, homok, „középső riolitufa”	Perbáli Formáció	---	
Kárpáti					Kárpáti

(„Zsámbéki Formáció” és „Pusztamiskei Formáció”) a badeni, a középső hármast („Kozárdi Formáció”, „Tinnyei Formáció Mányi Tagozat” és „Tinnyei Formáció Strázsahegyi Tagozat”) a szarmatába, a felsőt pedig az „Alsópannóniai Formáció”-ba sorolta. A JÁMBOR (1977) által Zsámbéki Formációként elkülönített szárazföldi eredetű képződményeket jelenleg a Perbáli Formációba soroljuk. Figyelemre méltó, hogy kezdetben e képződményeket JÁMBOR még a badeni emelet idősebb részébe helyezte. A későbbiekben e szárazföldi eredetű, mélyebb részén tufit-, tufitos agyagbetelepüléseket is tartalmazó összlet korát — a középső riolittufa kárpátiba sorolása miatt — a kárpát-kora-badeniben rögzítették (JÁMBOR 1980a, 1996a). JÁMBOR (1980a) szerint e miocén szárazulati képződmények hiányoznak a Strázsa-hegy–Gutkő-hegy vonulatában. A „Zsámbéki Formáció”-ból (azaz a jelenlegi Perbáli Formációból) fokozatosan kifejlődő, középső–késő-badeni korú Szilágyi Agymárga Formáció JÁMBOR (1977, 1980a) munkájában Pusztamiskei Formáció néven szerepel. A Bakony térségéből ismert, és a mai értelemben vett Pusztamiskei Formációba sorolt tengeri üledékek képződése azonban a kora-badeni során ment végbe, ezek a Zsámbéki-medencében nem mutathatók ki (SELMECZI 2004, 2015).

JÁMBOR (1977) a következő litosztratigráfiai egységeket különítette el a szarmatán belül (*I. táblázat*): (1) idősebb szarmata mészmárga-, márgarétegsor riolittufa-betelepüléssel (Kozárdi Formáció), (2) a szarmata emelet magasabb részében előforduló molluszkás agymárga, lemezes, alginites agymárga és cystoseirites márgakifejlődések (Tinnyei Formáció Mányi Tagozata), (3) ooidos durvamészko, zátonymészko és mészmárga kifejlődések, amelyek a szarmata emelet legfiatalabb részét képezik (Tinnyei Formáció Strázsahegyi Durvamészko Tagozata). Az „oolitos–molluszkás–cardiumos és pirenellás — továbbá spirorbisus–hydroideses mészkő” 10–80 cm-es rétegeinek váltakozásából álló összletben valódi zátonyképletek is felismerhetők. JÁMBOR szerint ez a kifejlődés főként a korábban kiemelt triász–oligocén rögök felett települ. A Kozárdi Formáció fehér, vékony mészmárga, márga rétegsorában JÁMBOR három, több kilométeren át követhető vezérszintet említett, amelyek közül a legfigyelemreméltóbb a „felső riolittufa”-nak megfelelő, néhány dm vastag, vízbehullott biotitos dácittufa. A tufaszint mellett említésre érdemes a többnyire az alatt települő decapodás mészmárga, illetve a felette kifejlődött articulinas márgaréteg. JÁMBOR (1977) szerint a szarmata összlet fedőjében konkordánsan települ az „Alsópannóniai Formáció”-ba sorolt szürke, molluszkás agymárga és homok, alján dácittufa rétegekkel, legalsó szakaszán édesvízi mészkővel (JÁMBOR 1980a). Az 1990-es évektől Zsámbéki Formációként (JÁMBOR 1996b) elkülönített képződmény (és azon belül a Strázsahegyi Tagozat édesvízi mészkője) jelenleg a Csákvári Formációba tartozik (CSILLAG & SZTANÓ 2015).

A terület badeni és szarmata képződményeinek litoszatigráfiai vizsgálatáról KÓKAY (1989) adott összefoglalást mintegy 40 fúrás rétegsorának feldolgozása alapján. JÁMBOR (1977, 1980c) megfigyeléseivel összhangban ő is megállapította, hogy a térségben a badeni képződmények

megjelenését megelőzően hosszú szárazföldi időszak állt fenn, amelynek során a felső-oligocén rétegsor felső (20–30 m vastagságú) része szárazföldi mállást szenvedett. A lepusztulás mellett az oligocén összlet tektonikusan kibillent, és a kis távolságon belül is jelentős mértékben változó kifejlődésű miocén rétegek eltérő dőléssel települtek rá. Az oligocén rétegsor fedőjében miocén szárazföldi összlet települ, amelynek vastagsága D felé növekszik és gyakran szélsőlegesen változik. A Perbál–6 fúrásban harántolt szárazföldi összlet (ma Perbáli Formáció) mélyebb részén észlelt andezittufa betelepülés KÓKAY szerint a Börzsöny–Visegrádi hegység fő kitörésével párhuzamosítható, amely a kora-badeniben zajlott. Ez a formáció kora- és középső-badeni korát igazolja. KÓKAY (1989) tanulmányában felhívta a figyelmet a Mány–21 (jelenleg Mány–15) fúrás 216,9–283,8 m között harántolt szárazulati miocén rétegsorában észlelt, lagunáris kapcsolatra utaló képződményekre: a 232,7–237,7 m közötti szakaszon (felfelé haladva) „diatomalemez” mészkő, lemezes márga, autigén breccsás dolomit, illetve „diatomalemez” mészkő figyelhető meg barnakőszén réteggel és felül *Hydrobiákkal*. Ez a lagunáris betelepülés véleménye szerint a D-i irányból érkező középső-badeni transzgresszióhoz köthető. Megfigyelései szerint a szarmata kőzetek túlterjednek a badeni üledékeken, valamint a fiatalabb szarmata is túlterjed az idősebb szarmata képződményeken. A kora- és késő-szarmata határon üledékhézag valószínűsíthető, erre utal a Perbál–6 fúrásban megfigyelhető vékony tarkaagyag réteg (KÓKAY 1989).

A Zsámbéki-medence nyolc szelvényéről CORNÉE et al. (2009) és TÓTH et al. (2009) közölt részletes szedimentológiai–öslénytani adatokat, amelyek időben a legkésőbbi badenitől a késő-szarmatáig lerakódott képződményeket tárták fel. Véleményük szerint a szarmata üledékképződési környezetre meleg vízű, erősen hullámmozgatott, ingadozó sótartalmú, mezo-eutrofikus sekélytenger volt jellemző, amely túltelített lehetett a karbonátokra nézve. Az üledékképződés a kora-szarmatában alacsony hajlásszögű karbonátrámpán zajlott, amelynek belső részén lagúnák alakultak ki. A szarmata végén ooidos üledékek progradációja volt jellemző, amelyek változó sótartalmú lagúnákban, szél és hullámozgás által meghatározott körülmények között rakódtak le sekély vízmélységben.

A Budapest környékén, így a Zsámbéki-medence K-i peremén is a felszínen tanulmányozható szarmata karbonátok (Tinnyei Mészko Formáció) leülepedési környezetének vizsgálatával PALOTÁS (2014) foglalkozott, aki a képződmények üledékföldtani, geometriai és közetcsöveti jellegét tanulmányozta. Eredményei szerint a szarmata karbonátos rétegek max. 20–25 m vízmélységű, részben karbonáthomok dombokkal szegélyezett karbonátrámpán, részben karbonátplatformon keletkeztek. Az üledékek és a partvonal jellegét erősen meghatározták a cunami jelenségek. Cikluszatigráfiai értelemben a szarmata rétegsor alapvetően regressziós jellegű, amely felfelé sekélyesedő két alciklusból áll.

A legújabb kutatások (MBFSZ alaputatási projektek) alapján az elmúlt években, kiegészítendő a korábbi eredmé-

nyeket, a Zsámbék–Tök, illetve Páty területén elhelyezkedő feltárások, egykori kőfejtők vizsgálatára is sor került. A faunaegyüttes és a kőzetszöveti elemzések alapján az itt vizsgált kőzetek képződése a késő-szarmata idején, erősen mozagatott, időnként hiperszalinná váló, sekély lagúna környezetben történt (SELMECZI et al. 2018, PALOTÁS et al. 2019).

Célkitűzés, módszerek

A tanulmány célja, hogy bemutassa azokat az első szedimentológiai, őslénytani, rétegtani és szerkezetföldtani eredményeket, amelyek a zsámbéki Strázsa-hegy eddig még nem vizsgált kainozoos rétegsorával kapcsolatban megismerhetők voltak.

A zsámbéki Strázsa-hegy kainozoos rétegsorának megismerése céljából részletesen felvettük a bányá által feltárt legvastagabb hozzáférhető szelvényt, amelyet a terepi megfigyelések és a fényképek elemzése alapján korreláltunk az elérhetetlen falszakaszok rétegsorával. A begyűjtött minták egy részét vékonycsiszolatban, más részét vizes és ecetsavas oldási feltárással izapolási maradékként vizsgáltuk. Az őslénytani preparátumok részben az MBFSZ laboratóriumban, részben SZUROMINÉ KORECZ Andrea (Mol Laboratóriumok) által készültek, aki egyben az őslénytani vizsgálatokat is végezte. A vékonycsiszolatokból az őslénytani vizsgálatok mellett mikrofácies-elemzés is készült. A bányászat által feltárt kainozoos rétegsor azonosítása céljából feldolgoztuk a környékről rendelkezésre álló földtani irodalmi adatokat is.

A szerkezetalakulási fázisok meghatározásánál nem vettük figyelembe a paleomágneses mérésekről, a szeizmikus szelvények értelmezéséről született irodalmi adatokat, ezekre a későbbiekben kerítünk sort. A szerkezeti adatfeldolgozási szoftverek közül a SASVÁRI & BAHAREV (2014) által kifejlesztett SG2PS (structural geology to post script converter) programot használtuk. Ennek segítségével ábrázoltuk a vetőkarcokból számított feszültségirányokat, a litoklázisok, vetőkarcok sztereografikus projekcióit.

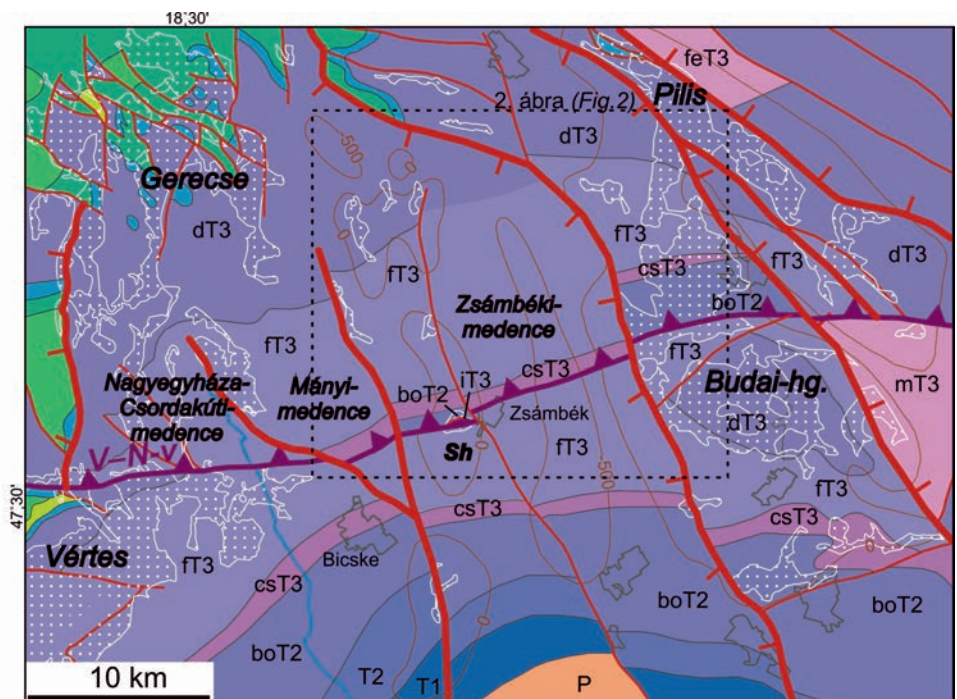
Földtani felépítés

Mezozoos képződmények és szerkezetföldtani jellemzők

A Strázsa-hegy tágabb környezetét, a Zsámbéki-medencét Ny-on a Vértes és a Gerecse, míg K-en a Budai-hegység mezozoos képződményekből álló vonulata határolja (1. ábra).

A medence aljzatát triász képződmények alkotják, amelyek csak szerkezeti elemekkel határolt zónák mentén bukkan ki a medencét kitöltő kainozoos képződmények alól (1. ábra). Ilyen zónába tartozik a Zsámbék és Mátyáshegy közötti Strázsa-hegy is, ahol a Dunántúli-középhegység ÉK-i részének egyik meghatározó szerkezete, a Vértessomló–Nagykovácsi-vonal (1. még Környe–Zsámbék-vonal, FODOR 2008) mentén érintkezik a déli egységet alkotó Földolomit az É-ről rátelődött karni vulkanittal és a középső-triász Budaörsi Dolomittal (BUDAI et al. 2015, FARICS 2018, DUNKL et al. 2019).

A Zsámbéki-medence területén felszínre bukkanó triász dolomit dőlése többnyire ÉÉNy-i irányú és meredek, a Gyermely és Szomor környéki kibúvásokban meghaladja a 40–50°-ot (BUDAI et al. 2015). A zsámbéki Strázsa-hegyen a



1. ábra A Zsámbéki-medence és környezetének pre-kainozoos aljzattérképe (HAAS et al. 2010 nyomán). Kékkel a jura, zölddel a kréta képződmények, a fehér pontozott mintázattal a pre-kainozoos képződmények felszíni elterjedési területe ábrázolt. A szintvonalak a medencealjzat domborzatát ábrázolják a tengerszint felett
Rövidítések: P – felső-perm képződmények; T1 – alsó-triász képződmények; T2 – középső-triász képződmények; boT2 – Budaörsi Dolomit (felső-anisusi-alsó-karni platform fácies); iT2 – Inotai Formáció (karni vulkanit); csT3 – Csákerényi F. (karni medence fácies); fT3 – Földolomit (karni-alsó-nori platform fácies); dT3 – Dachsteini Mészko (nori-rhaeti platform fácies); feT3 – Feketehegyi Mészko (nori medence fácies); mT3 – Mátyáshegyi F. (karni-nori medence fácies); V-N-v – Vértessomló–Nagykovácsi-vonal

Figure 1. Pre-Cenozoic basement-map of the Zsámbék Basin and surrounding areas (after HAAS et al. 2010). Blue: Jurassic formations, green: Cretaceous formations, white dotted areas: Pre-Cenozoic formation on the surface. Contour lines show the surface of the basement above sea-level

Abbreviations: P – Upper Permian formations; T1 – Lower Triassic formations; T2 – Middle Triassic formations; boT2 – Budaörsi Dolomite (Upper Anisian - Lower Carnian platform facies); iT2 – Inota Fm (Carnian vulcanite) csT3 – Csákerényi Fm (Carnian basin facies); fT3 – Hauptdolomit (Carnian - Lower Norian platform facies); dT3 – Dachstein Limestone (Norian-Rhaetian platform facies); feT3 – Feketehegy Limestone (Norian basin facies); mT3 – Mátyáshegy F. (Carnian-Norian basin facies); V-N-v – Vértessomló-Nagykovácsi line

Budaörsi Dolomit dőlése ugyancsak 60° a Vértessomló–Nagykovácsi-vonaltól északra lévő pikkelyben. BUDAI et al. (2015) rámutatott, hogy monoklinális dőlést feltételezve ilyen dőlésértékek mellett a felső-triász dolomit vastagsága meghaladná az 5 km-t az elterjedésük térképi szélessége alapján, ez azonban a legnagyobb ismert vastagságértékekkel számolva is képtelenség. A Zsámbéki-medence és a Ny-ra szomszédos Mányi- és Nagyegyházi-medence aljzatát ért több száz fúrás alapján több korábbi szerző is feltételezett rétegisméltódásokat (VÉGHÉ et al. 1988), illetve azok kiváltó okaként DK-i vergenciájú feltolódásokat a triász képződmények ÉK–DNy-i csapású, pászttás elrendezésében (ORAVECZ & HAAS 1980; KERCSMÁR 2004), amelyek a Budaörsi Dolomittól a Földolomig terjedő rétegsor többszöri ismétlődését eredményezhették. Ilyen szerkezetekhez kapcsolódik az igen meredek ($40\text{--}70^\circ$) dőlésű anisuziladin medencefáciesű rétegsor megjelenése is a Zsámbék és Mány közötti fúrásokban (BUDAI 2004). BUDAI et al. (2015) feltételezte, hogy a felső-triász dolomit pászttájának jelentősen megnövekedett szélessége tektonikai okokra vezethető vissza a Vértes–Gerece vonulata és a Budai-hegység között, ahogy ezt korábban ORAVECZ & HAAS (1980), valamint BALLA & DUDKO (1989) is felvetette.

A Vértessomló–Nagykovácsi-zóna működési idejével és jellegével kapcsolatosan többféle értelmezés is született. CSÁSZÁR et al. (1978) térképén kréta korú rátolódásként (a jelenleg igazolt helyétől délebbre) van feltüntetve, míg MAROS (1988) — ettől némi eltéréssel — főként fiatal balos eltolódásként értelmezte a Vértes É-i peremén. BALLA & DUDKO (1989) a vonal Vértest metsző szakaszán a balos, míg a Zsámbéki-medencét átszelő középső és a budai-hegységi keleti szakaszán a jobbos miocén oldalelmozdulást tartotta a legvalószínűbbnek. FODOR et al. (1994) budai-hegységi adatok alapján a szerkezetet eocén jobbos eltolódásnak tekintette, viszont annak vértesi szakaszát — BALLA & DUDKO (1989) korábbi munkájától eltérő térképi rajzolattal — a mezozoos kibukkanásoktól északra húzta meg. Később a Vértes földtani térképezésének eredményei alapján a szerkezet Környe és Zsámbék közötti szakaszát középső-albái, esetleg késő-kréta rátolódásként értelmezték (FODOR & BÍRÓ 2004, FODOR et al. 2005, FODOR 2008). KERCSMÁR (2005) a Tatabányai-medencében a szerkezeti zóna jobbos eltolódásos felújulását igazolta az eocén során

A Strázsa-hegy triász dolomitból álló blokkja a Zsámbéki-medence É-i részmedencéjének középső részén található (1. ábra). A geofizikai mérések és fúrásadatok alapján szerkesztett aljzattérképek (GIDAI 1979, HAAS et al. 2010) szerint az É-i medencérszt egy olyan normálvető osztja ketté, amely a Mányi-medence K-i peremvetőjétől 2–2,5 km-re K-re, nagyjából a zsámbék–szomori út vonalában húzódik. Párhuzamosan fut a fő peremvetőkkel (FODOR et al. 2000) és belefut a Vértessomló–Nagykovácsi-zónába.

A kainozoos szerkezetalakulásokhoz kapcsolódó tektonikai és üledékföldtani kutatások szerint (FODOR et al. 2000, PALOTÁS 2014) a Zsámbéki-medence É–D-i tengelyű süllyedéke, egymással szemben dőlő aszimmetrikus félárokrendszer alkot, amelyet az ún. „Etyeki-hát” mint transzferzóna

választ el egymástól. Az É-i medencérszt Ny-i határát a Mányi-medence Ny-ra dőlő K-i fővetője, K-i határát pedig a Budai-hegység szintén Ny-ra dőlő Ny-i peremtörése képezi. A D-i medencérszt Ny-i peremvetője ezekkel ellentétesen K-felé dől. Szerkezetelemzésük alapján a normálvetők működése és az ehhez kötődő transzferzóna létrejötte már a szarmatában megkezdődött, és aktív volt a szarmata üledék-képződés alatt (szinszediment félárok-szerkezetek) és azt követően is, a kora-pannóniai vagy akár a pliocén során is. Ezek alapján a medence fő geometriáját kialakító szin- és poszt-szediment törések azonos feszültségtérben keletkeztek.

Kainozoikum

A Zsámbék környezetében mélyített fúrások alapján a térség földtani felépítésében jellemzően néhány száz m, de helyenként akár a 700 m-t is megközelítő vastagságú (Zsámbék Zs–14 fúrás: 684 m) kainozoos képződmény-együttes vesz részt.

Eocén képződmények

GIDAI (1979) szerint a Zsámbéki-medencében eocén képződmények egyedül a Zsámbék Zs–1 jelű fúrás rétegsorából mutathatók ki. A Strázsa-hegytől ÉK-re 2 km távolságra eső fúrás a Dorogi Formáció Annavölgyi Tagozatának megfelelő széntelepes összletet (szén, agyagos szén, szenes agyag), és a rátelepülő miliolinás–alveolinás karbonátos rétegsort (Szöci Mészke Formáció, Kincsesi Tagozat) fúrta meg kb. 30 m vastagságban.

Oligocén képződmények

Zsámbék környezetében a Csatkai és a Törökbálinti Formáció, illetve ezek tagozatai mutathatók ki. A térségben az alluviális, ártéri környezetben keletkezett Csatkai Formáció jelenléte alárendelt, és az ehhez sorolt Sárísi Tagozat kaolinok homokköve is csak néhány fúrásban nyomon követhető, vastagsága maximálisan 20 m körüli. Zsámbék környékén a legelterjedtebb oligocén képződmény a Törökbálinti Formáció Mányi Tagozata, amelyet csökkent sós vízi, sekélylagunáris kifejlődésű, uralkodóan finomszemű törmeléken üledékes kőzetek építenek fel. Kisebb kibukkanásai Zsámbéktól Ny-ra, ÉNy-ra nyomon követhető. Képződményei Ny felé, a Gerece irányába összefogazódnak a szárazföldi Csatkai Formáció rétegeivel (BERNHARDT & INCZE 1998). A Mányi Tagozat maximális vastagsága a területen meghaladja a 300 m-t, jellemzően 150–250 m között változik. A tagozat bázisán, vagy a képződményei közé települve kis vastagságban helyenként szenes rétegek is megfigyelhetők (Törökbálinti Formáció Mogyorósi Tagozat, Zsámbék Zs–4, –14 jelű fúrások).

Miocén képződmények

A Perbáli Formációt cikluskezdő tarkaagyag, mészkonkréciós agyag, agyagmárga, homok, homokkő, kavicsos homok rétegei építik fel. A rétegsor alsó részében tufa-, tufit-, illetve bentonit-, bentonitosagyag-betelepülések jelenhetnek meg. A vulkáni eredetű közbetelepülések a

„középső riolituffa” szórással (Tari Dácittufa Formáció) hozhatók kapcsolatba. A formáció eróziós és szögdiszkordanciával települ az oligocén képződményekre (KÓKAY 1989, JÁMBOR 1977). A Mányi-medencében a Perbáli Formációra üledékfolytonosan a Szilágyi Agyagmárga, diszkordánsan pedig szarmata képződmények települnek.

A területet a badeni korszakban elért transzgresszió a Szilágyi Agyagmárga Formáció normál sótartalmú sekélytengeri, nyíltvízi képződményeinek lerakódását eredményezte. A Mányi- és a Zsámbéki-medencében a formációt szürke, zöldesszürke agyagmárga, aleuritos agyagmárga, finomhomokos aleurit, márga, illetve homok, homokkő alkotja (JÁMBOR 1980a). Uralkodó kőzettípus a lemezességű elválású, szürkészöld agyagmárga, amely gazdag molluszkafaunát tartalmaz. Gyakoriak a *Cardium*, *Corbula* és *Pirenella* fajok. Az agyagmárga rétegeivel váltakozva, vagy főként azok alatt — *Pecten*, *Spondylus* és *Ostrea* fajok dominanciájával jellemzett —, szürkészöld homok, illetve laza, meszes kötőanyagú, középszemű homokkő, vagy apró kvarckavicsos homokkő rétegek figyelhetők meg. Vastagsága JÁMBOR (1980a) szerint 3–22 m között változik, átlagos vastagsága 15 m, és csak fúrásokból ismert. A Szilágyi Agyagmárga vagy a Perbáli Formációra vagy idősebb képződményekre települ. A Szilágyi Agyagmárga Formáció képződményei Zsámbéktól Ny-ra és Mány környezetében számos fúrásból ismertek. A Mányi-medence e formációba sorolható képződményei a puhatestű- és foraminiferafauna alapján a késő-badeni során képződtek (JÁMBOR 1977).

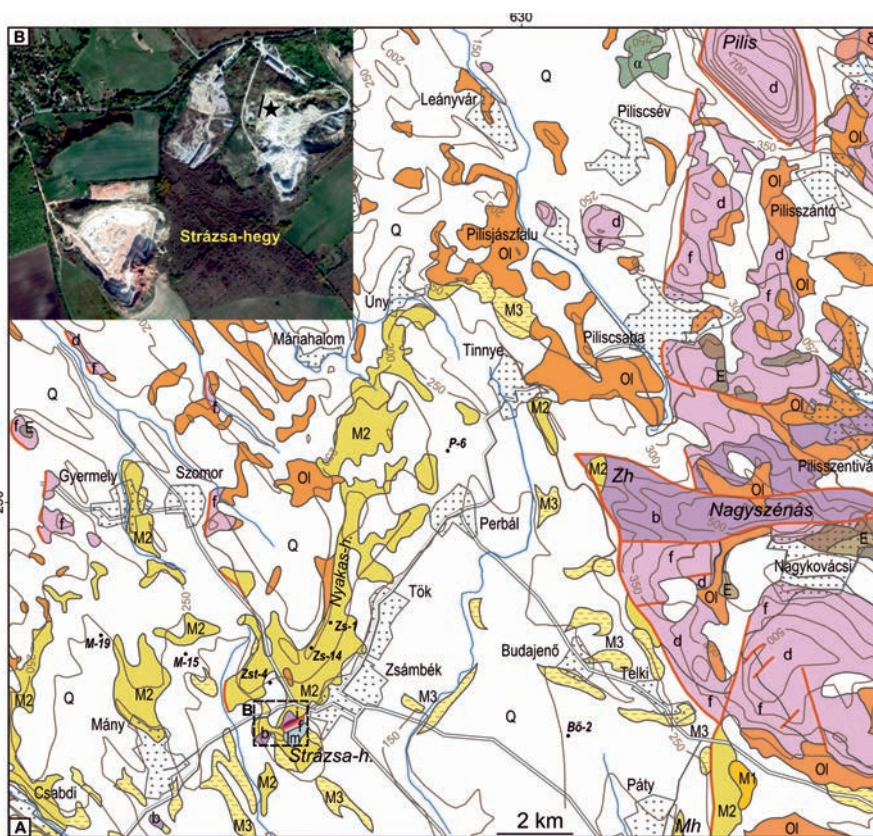
A Lajtai Mészke Formáció Rákosi Mészke Tagozata a térség rétegsorában alárendelt szerepet játszik, és csak fúrásokból ismert. A badeni összlet felső harmadában, a Szilágyi Agyagmárgából kifejlődve, illetve azal laterálisan összefogozódva jelenik meg. A formációt homokos mészkő, mészhomokkő, likacsos molluszkás mészkő képviseli, amelyben a jellemző alakok a *Pecten*ek és az *Ostreák*. A molluszkák mellett gyakoriak a *Borelis* genusba tartozó foraminifera. Puhatestű- és foraminiferafaunája alapján a kőzet a késő-badeni során képződött (MÜLLER in GYALOG, BUDAI szerk. 2004).

A Zsámbéki-medence hiperszaalin üledékei már több évtizede ismertek (JÁMBOR 1976, 1978). A badeni és szarmata gipsz, anhidrit, terméskén (terméskénné alakult gipsz) és alga eredetű szerves anyagban dús pelites

kőzetek, továbbá mészkő- és dolomitrétegek váltakozásaiból álló képződményeket a Budajenői Formációba soroljuk (JÁMBOR 1975, RAVASZ 1978, RAVASZ & SOLTI 1980, SZUROMI-KORECZ & SELMECZI 2015). A formáció elterjedése a Zsámbéki-medence K-i részére jellemző; legnagyobb vastagsága 60 m körül van (Budajenő B6–2 és –6 jelű fúrások).

A Mányi- és a Zsámbéki-medence nyílt tengeri szarmata kifejlődése a Kozárdi Formáció, amelyet zömmel a zöldesszürke, zöld, lemezes, olykor leveles kifejlődésű agyagmárga, aleuritos agyagmárga alkot, helyenként nagy mennyiségű molluszkával (*Cardium* félék, *Musculus sarmaticus*). A Kozárdi Formáció jellemző vastagsága Zsámbék térségében néhány m-től 135 m-ig változik. Képződése az egész szarmata korszak során folyhatott. Üledékei fél sós vízi – tengeri üledékgyűjtő nyíltabb területén képződtek (SELMECZI 2008).

Zsámbék környékén jelentős felszíni elterjedésben tanulmányozhatók a szarmata Tinnyi Mészke Formáció képződményei (2. ábra, A). A formáció fő tömegét szürkésfehér, sárgásfehér, illetve szürke biogén mészkő (molluszkás durvamészke, cerithiumos mészkő, ooidos mészkő) és



2. ábra. A Zsámbéki-medence földtani térképe (BUDAI, GYALOG szerk. 2009 nyomán), a szövegben szereplő fontosabb fúrások feltüntetésével. A Strázsa-hegy légifotójának (B) helyét a térképen szaggatott körvonal, a részletesen feldolgozott szelvény (3. és 4. ábra) helyét pedig a fényképen csillag jelzi

Rövidítések: Mh – Mézes-hegy (Páty); Zh – Zajnáth-hegy (Perbál). Triász: b – Budaörsi Dolomit; i – Inotai Formáció (karni vulkanit); f – Földolomit; d – Dachsteini Mészke; kainozoikum: E – eocén képződmények tagolás nélkül; Ol – oligocén képződmények tagolás nélkül; M1 – alsó-miocén képződmények tagolás nélkül; M2 – szarmata mészkő (Tinnyi F.); M3 – felső-miocén (pannoniai) képződmények; Q – kvarter képződmények tagolás nélkül; lm – édesvízi mészkő; – andezit, – dácittufa

Figure 2. Geological map of the Zsámbék Basin (after BUDAI, GYALOG eds. 2009) showing the most important drilled cores mentioned in the text. Contour of aerial photo of Strázsa Hill (B) is shown on the geological map by dashed rectangle. Place of the geological profile studied in details (Figs. 3 and 4.) is pointed by asterisk in the photo

Abbreviations: Mh – Mézes Hill (Páty); Zh – Zajnáth Hill (Perbál). Triassic: b – Budaörsi Dolomite; i – Inota Fm (Carnian vulcanite); f – Hauptdolomit; d – Dachstein Limestone; Cenozoic: E – Eocene formations; Ol – Oligocene formations; M1 – lower Miocene formations; M2 – Sarmatian limestone (Tinnyi Fm); M3 – upper Miocene (Pannonian) formations; Q – Quaternary formations; lm – freshwater limestone; – andesite; – dacite tuff

molluszkás mészhomok, mészhomokkő képezi. Ide soroljuk a mészszipa kifejlődéseket is. Mánytól É-ra a szarmata ooidos mészkőben fosszilis talajbetelepülések és szárazföldi csigakövületek (*Helix*) figyelhetők meg (JÁMBOR et al. 2003). A formáció Zsámbék környékén többnyire a Kozárdi Formációra települ; abból üledékfolytonosan fejlődik ki, illetve laterálisan össze is fogazódhat vele. A szarmata üledékgyűjtő Ny-i peremén (pl. Vasztélypuszta térségében) túlterjedő módon a Mányi Formációra települ üledékhézaggal (Mányi M-112, Csabdi Cso-105, -126 jelű fúrások). A szarmata üledékgyűjtő K-i peremén, a Budai-hegység ÉNy-i részén (pl. a Nagyszénás vonulatához tartozó perbáli Zajnáthegyen) a Tinnyei Mészkő abrázációs konglomerátummal települ a triász alaphegységre (SEMPTEY 1943). Fedőjében üledékhézaggal a Csákvári Formáció, vagy kvarter üledékek (löss, deluviális lerakódások stb.) következhetnek. A Tinnyei Formáció ősmaradványokban többnyire gazdag, legjellemzőbb fossziliák a molluszkák és a foraminiférák. A pátyi Mézes-hegyen gyakoriak a ránövő foraminiférák, a nubeculariák (*Sinowella novorossica novorossica*). Az ősmaradványanyagban vörösalgák (*Hydrolithon* sp.), bryozoák, illetve ostracodák is megfigyelhetők. A Mézes-hegyen különösen sok a biogén komponens; a ránövő-bekérgező szervezetek tömeges jelenléte miatt a kőzet igen kemény és kompakt megjelenésű (PALOTÁS et al. 2019).

A szarmata összletbe települő, korábban felső-riolittufa néven leírt képződmények a Galgavölgyi Riolittufa Formációba tartoznak. A formációt a vizsgált területen a hullott tufaanyag jellemzi, amely főként a Kozárdi Formációban figyelhető meg közbetelepülésként. Vastagsága többnyire néhányszor 10 cm, maximálisan 1–2 m-re tehető. A finomszemű tufa légi szállítás útján került az üledékgyűjtőkbe (SELMECZI 2008).

A középső-miocén rétegsorra a pannóniai Csákvári Formáció üledékei települnek. Ez az összlet a Pannon-medence szigeteinek a nyílt víztől különböző mértékben elzárt, főként sekély vízi környezetében rakódott le 11,6–10,6 millió évvel ezelőtt (CSILLAG, SZTANÓ 2015, MAGYAR 2010).

A miocén rétegsorra települő kvarter képződmények közül jelentős területeket borít a késő-pleisztocén lösz és a különböző deluviális üledékek.

A Strázsa-hegy kainozoos rétegsorának jellemzése

A Strázsa-hegy legteljesebb kainozoos rétegsorát a kőfejtő Ny-i fala tárja fel (3. ábra, helyszínét a 2. ábra B légi-fotó mutatja). A közel É–D-i csapású szelvényben az erősen összetört Budaörsi Dolomit erodált felszínére települő rétegsor három részre bontható a kőzettani összetétel és a települési jellemzők alapján. A legidősebb, kb. 14 m vastag alsó szakasz túlnyomó részben közép- és finomszemcsés sziliciklasztos képződményekből áll (1–15. réteg), amelyet felfelé vékonyabb-vastagabb karbonátos rétegek közbetelepülése tarkít (3. ábra) („A” rétegösszlet). E fölött diszkordanciafelületekkel határolt, 0,8–1,0 m vastag, kemény, algasávos, onkoidos mészkő települ (B rétegösszlet, 16. rétegcsoport). A felső, 3–4 m vastag legfiatalabb szakasz (C rétegösszlet, 17. rétegcsoport) túlnyomó részben meszes aleurit (lössös) homokból, homokos meszes aleuritből áll, amely áthalmozott dolomittörmelékkel és homokot tartalmaz. A szelvénytől K-re eső területen ezt a képződményt barna paleotalajos löszsorozat fedi, amely a felvett szelvénytől valószínűleg bányászati tevékenység miatt hiányzik.

A szelvény D-i részén, közvetlenül a triász képződmé-



3. ábra. A zsámbéki Strázsa-hegy kőfejtőjének Ny-i falán feltárt szelvény rétegsora (nyomvonala a 2. ábra B részén látható). A szaggatott fekete vonal a Budaörsi Dolomit felszínét és a miocén képződmények települt határát, a piros vonal a triász és miocén képződmények tektonikus határát jelöli a deformáció jellegének megadásával (piros nyílak és háromszögek). A D-i oldal szinszediment deformációjához kapcsolódó breccsarétegeket fekete háromszögek mutatják. bőT2 – Budaörsi Dolomit

Figure 3. Geological profile exposed on the western wall of the Strázsa Hill quarry near Zsámbék (track of the profile is shown in Figure 2, B). Black, dashed line indicates the surface of the Budaörsi Dolomite and the stratigraphic boundary of the Miocene succession; red line indicates the tectonic contact between the Triassic and Miocene formations showing the type of deformation (red arrows and triangles). Breccia beds in connection with the synsedimentary deformation of the southern side are shown by black triangles. bőT2 – Budaörsi Dolomite

nyekre települő „A” rétegösszlet alsó része D-ről É felé vastagodó, D-i irányban kiékelődő rétegekből áll (3. ábra). A kiékelődő rétegeket a rétegcsoport felső szakasza fedi le a rétegvastagság minimális laterális változásával. Az előlött települő „B rétegösszlet” onkoidos, algás mészkő (16. réteg) rétegeinek alsó és felső réteghatárán eróziós diszkordancia figyelhető meg.

A szelvény É-i részén a triász és a neogén képződmények tektonikusan érintkeznek. A szerkezeti zónába olyan törmelékes üledékek csípődtek, amelyek a szelvényben nem találhatók meg (1. „szerkezeti zóna képződményei”).

A „C” rétegösszlet az „A és B” rétegösszlet, valamint kérdésesen a vetőbe csípett képződmények erodált felszínére települ.

Az „A rétegösszlet” további három részre osztható (4. ábra).

Alsó részén (1–5. rétegek) változó mértékben agyagos, aleuritós finom-, és közepes szemcseméretű kvarchomokból álló sziliciklasztos rétegek találhatók. A rétegsor bázisán lévő homokréteg 1–5 cm nagyságú, változó mértékben koptatott, gyengén kerekített vagy sarkos triász dolomitklasztokat tartalmaz, amelyek különböző mértékű, de nem nagy távolságú szállítást szenvedtek (1. réteg). A klasztok a kainozoos rétegsor fekvőjét képező triász képződményekkel azonos anyagúak. A homokszemcsék mérete a rétegen belül felfelé csökken. A bázistörmelék tartalmazó rétegre 2 m vastag, ősmaradványmentes aleuritós finomhomok réteg következik (2. réteg), amelynek felső részén ismét triász dolomitklasztok jelennek meg (3. réteg). A klasztok jól vagy gyengén koptatottak, kiválóan vagy közepesen kerekítettek. A bázistörmelékhez képest a dolomit anyagú törmelék mellett kvarckavicsok is megjelennek. A réteg felső részén 4–10 cm átmérőjű, minden oldalukon 0,5–1 cm átmérőjű lukakkal sűrűn bioperforált, triász dolomit anyagú abrázios parti kavicsok találhatók. A rétegsor ezen része egyre finomabb szemcsés homok, aleurit, majd agyagos rétegekkel zárul (4–5. réteg). A szerves anyag feldúsulását az agyag barna színe jelzi. Az agyagos rétegek felső része vékonylemezesen, a mésztartalom növekedésével, mészgumók megjelenésével folyamatosan megy át a rétegcsoport felső szakaszára jellemző, egyre karbonátosabb rétegsorba.

A rétegcsoport középső szakasza 0,5 m vastag, tiszta „chalk-jellegű” karbonátos réteggel kezdődik (6. réteg). A mikrites mészkő csupán néhány apró termetű, vékony falú foraminiferát tartalmaz. Fölötte — a fekvőjéhez hasonlóan szerves anyagban dús — rozsdabarna, világos drapp, majd szürkészöld agyagréteg található (7. réteg), amelyben feltűnően sok édesvízi ostracoda jelenik meg a csökkent sós vizet is elviselő foraminiferák mellett (1. következő fejezet, II. táblázat). Az agyagos rétegre folyamatosan 1,5–2,0 m vastag meszes homok, homokkő következik (8–9. réteg). A mésztartalom felfelé fokozatosan nő, és különösen a 9. rétegből diverz és jó megtartású fauna került elő amely normálsós, vagy ahhoz nagyon közeli sótartalmú, sekélytengeri lagúnakörnyezetet igazolt (1. következő fejezet, II. táblázat) Ezek a rétegek É felé vastagodnak, és D felé, a 6.

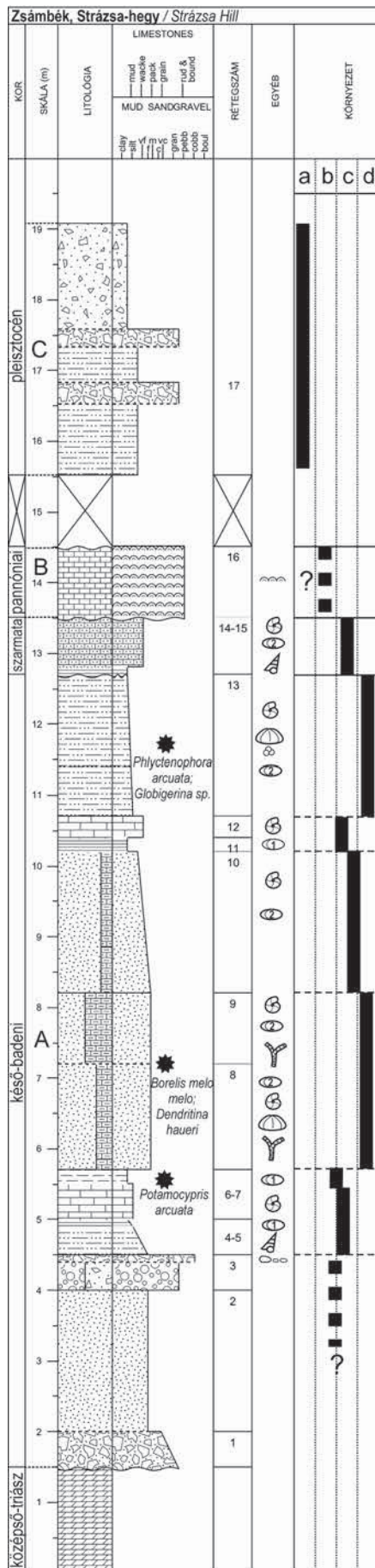
réteg tetejére lapolódva kiékelődnek, aminek következtében az őket fedő képződmények (10–12. réteg) a szelvény D-i felében a tiszta karbonátos rétegre (6. réteg) települnek. A rétegcsoport felső szakaszán a rétegek anyaga felfelé finomodó törmelékszemcsékből álló, közép-, és durvaszemcséjű, meszes kvarchomoktól a laminált aleuritós agyagig változik (10–11. réteg). A rétegek legfelső része mészgumóssá válik, hasonlóan a 4–5. réteghöz. A laminált, mészgumós agyagrétegekre kemény mészkő pad (12. réteg) következik. Ezeket a rétegeket nagyon kevés, változó sótartalmat jelző foraminiferák (Miliolina-félék), és a normálnál jóval kisebb sótartalmat jelző ostracodák megjelenése jellemzi.

A rétegcsoport felső részén 2 m vastag szürke, aleuritós, finomhomokos, vékonyan rétegzett márga, meszes, agyagos homokkő (13. réteg) következik éles váltással és bizonytalan diszkordanciával az alatta fekvő mészkő rétegre (3. ábra, fénykép), amely D-i irányban túlterjed az alatta fekvő rétegsoron. Az innen előkerült néhány *Globigerina* sp. nyílt vízi, tengeri kapcsolat lehetőségére is utalhat. Tetejére 0,1 m vastag agyagos aleurit települ (14. réteg).

Erre 0,7 m vastag hófehér, apró lukakkal tarkított (kipergett vagy kimállott miliolidae- és ostracoda-vázak, (1. következő fejezet), finomhomokos, mikrites mészkő következik (15. réteg). A szegényes és rossz megtartású ősmaradvány tartalma — egyedszámban és diverzitásban is — jelentősen elmarad a fekvő rétegsoréhoz képest (1. következő fejezet, II–III. táblázat), ami jelentős változásra utal.

Az „A” rétegcsoportra rendkívül kemény, átkristályosodott algaszőnyegből, felszakított algaszőnyeg darabokból, onkoid szemcsékből álló (5. ábra), lukacsos, ősmaradványmentes, vékonyan rétegzett édesvízi mészkő (16. réteg) települ diszkordánsan (4. ábra) („B” réteg). A kemény mészkő rétegek törési felületein sűrű, kiválóan határozható vetőkarcos elmozdulási felületek láthatók (6. ábra).

A szelvény legtetején („C” rétegcsoport) 5–8 m vastag, szürkés drapp, rozsdabarna sávós agyagos aleurit, aleuritós agyag, finomhomokos aleuritrétegek (17. rétegcsoport) található (3., 7. ábra), amelynek alsó részét, és kontaktusát a fekvő édesvízi mészkővel lejtőtörmelék fedi. A rétegsor középső részén két, hosszán és laposan ívelt, lencse alakú dolomitbreccsa réteg települ 30–40 cm legnagyobb vastagságban. A szemcsevázú kavicsos rétegek alsó és felső része éles, átmenet nélkül érintkezik a jóval finomabb szemcseméretű befoglaló üledékkel. A durva klasztok anyaga nagyrészt triász dolomit, amelyek általában nem, esetleg gyengén koptatottak, nagy részük éles, sarkos. A durva törmelékes rétegek kisebb részt 1–2 cm-es jól kerekített kvarckavicsot és néhány más anyagú (pl. gneisz) kavicsot is tartalmaznak. Tömeges megjelenésük és üledékszerkezet nélküli, nagy méretű, lencses rétegeik gyors, eseményszerű törmelékáthalmazódásra utalhatnak. A rétegsor felső szakaszán a durvatörmelékes rétegek vékonyabbak és sűrűbben települnek, míg végül a durva törmelékszemcsék csak elszórtan jelennek meg a finomszemcsés üledékben. A bánya É-i (meredeksége miatt megközelíthetetlen) falának szelvénye alapján a durvább törmelékes alsó szakaszt barna paleotalajos homokos lösz fedi.



Litológia / lithology

- dolomit / dolomite
- breccsa, homok / breccia, sand
- homok, homokkő / sand, sandstone
- homokos kavics / sandy gravel
- közettörmelékű aleurit, homok / silt, sand with rock debris
- aleuritos homok / silty sand
- lemezes aleuritos agyag / laminated silty clay
- mészkő / limestone
- agyag / clay
- homokos mészkő / sandy limestone
- mésziszap / lime mud

Szimbólumok / symbols

- fűrt abrázíós kavicsok / bored abrasional pebbles
- mészgumók / limestone nodules
- csiga / gastropod
- ostracoda (1-édesvízi, 2-tengeri) / ostracods (1-freshwater, 2-marine)
- echinodermata töredék / echinoderm fragment
- alga / algae
- bryozoa
- bentosz foraminifera / benthic foraminifers
- plankton foraminifera / planktic foraminifers

Réteghatárok / boundaries

- éles / sharp
- eróziós / erosional
- folyamatos / continuous

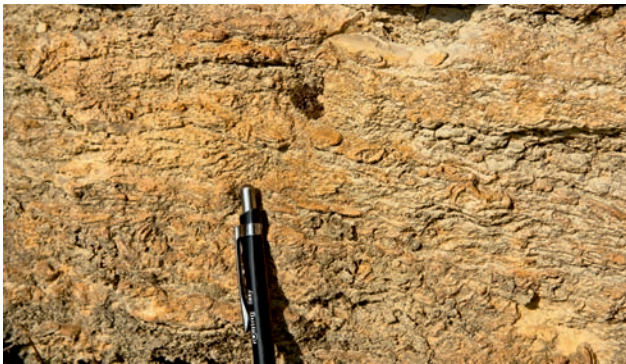
Környezet – environment

- a - szárazföld – dry land
- b - édesvíz (tó) – freshwater (lake)
- c - csökkent sós vízi lagúna, eusztárium, édesvízi hozzáfolyással csak a 7. rétegnél / shallow littoral lagoon with fluvial influx only layer 7
- d - litorális, infralitorális, normálhoz közeli sótartalmú sekélytenger, háttér lagúna / litoral, infralitoral shallow marine, lagoon

fontosabb kor vagy környezetjelző mikrofossziliák / important environmental or age indicator microfossils



4. ábra. A strázsa-hegyi kőfejtő Ny-i falának rétegoszlopa a 12-16. réteg közeli fényképével (A)
 Figure 4. Stratigraphic column of the western wall of the Strázsa Hill quarry with detailed photo of layers 12-16 (A)



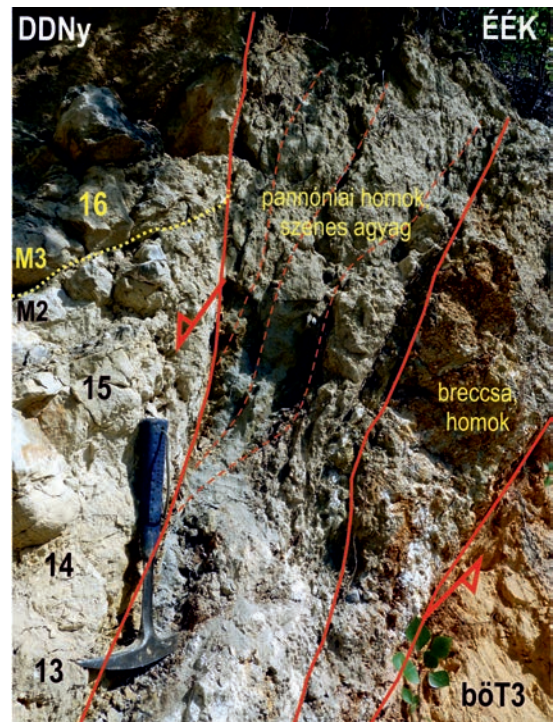
5. ábra. Onkoidos kifejlődésű édesvízi mészkő (16. réteg)
Figure 5. *Oncoidal freshwater limestone (bed 16)*



6. ábra. Balos eltolódásra utaló vetőkarcok a 16. réteg (édesvízi mészkő) oldalán
Figure 6. *Sinistral striae on freshwater limestone (bed 16)*



7. ábra. Törmelékclencsés homokos aleurit (pleisztocén alluviális-proluviális öszszlet) a Ny-i bányafal legfelső szakaszán
Figure 7. *Sandy silt with debris-lenses (Pleistocene alluvial-proluvial sediment) forming the uppermost part of the western wall in the quarry*



8. ábra. A miocén rétegsor (bal) és a triász dolomit (jobb) közé becsípődött pannóniai homok, agyag és dolomitbreccsa
Figure 8. *Pannonian sand and clay in fault lens between the Miocene succession (left) and the Triassic dolomite (right)*

„Szerkezeti zónába csípett képződmények”: A szelvény É-i részén található szerkezeti zónában (8. ábra) a miocén rétegsor, valamint a triász dolomit és dolomitbreccsa között, becsípött helyzetben olyan képződmények találhatók, amelyek a triászt fedő fiatal rétegsorból hiányoznak. A becsípött szakasz felfelé vastagodva 0,3–1,0 m vastagságban tárja fel az elmozdulási zónafelső szakaszán a triász dolomit mellé préselődő képződményt. A szerkezet alsó szakaszán az összetört triász dolomit erősen limonitos, dolomitporból és dolomitbreccsából álló képződménnyel érintkezik, amire szürke, szerves anyagban dús, lignites(?) agyag következik, amely tektonikusan érintkezik a miocén rétegsor meredeken dőlő rétegsorával. A felső szakaszon a 70–90°-ban dőlő szerkezetekben szürke, jól osztályozott, középszemcsés kvarchomok, agyagos homok következik a szürke agyag és dolomitbreccsa egybepréselt képződményeire. A szürke homok szintén a miocén rétegsor elnyírt és meredeken dőlő rétegefejeivel érintkezik tektonikusan. A törés csapása a 16. rétegen észlelt vetőkarcos felületekkel közel párhuzamos.

Őslénytani–rétegtani és mikrofácies vizsgálatok, képződési környezet

A karbonátos, keményebb kőzetek vékonycsiszolatos, a laza törmelékes üledékek iszapoltásos őslénytani vizsgálata alapján (II–III. táblázat) a rétegsor nagy része (1–13. réteg)

II. táblázat. A Strázsa-hegy vizsgált rétegsorában előforduló foraminiferák
 Table II. Stratigraphic ranges of foraminifers in the studied section of Strázsa Hill

Réteg/mikrofosszília (Beds/microfossil)	Kor (Age)	Foraminifera																												
		<i>Ammonia beccarii</i> (LINNÉ)	<i>Nonion</i> sp.	<i>Elphidium</i> sp.	<i>Elphidium</i> cf. <i>macellum</i> (FICHTEL et MOLL)	<i>Elphidium</i> cf. <i>macellum</i> (FICHTEL et MOLL)	<i>Elphidium crispum</i> (LINNÉ)	<i>Elphidium</i> cf. <i>hauerinum</i> (D'ORBIGNY)	Miliolidae	<i>Sinuolucina</i> sp.	Rotaliidae	<i>Quinqueloculina</i> sp.	<i>Quinqueloculina buchiana</i> (D'ORBIGNY)	<i>Borelis melo melo</i> (FICHTEL et MOLL)	<i>Peneropsis planatus</i> (FICHTEL et MOLL)	<i>Cycloforina serovae</i> (BOGDANOVICH)	<i>Cycloforina badenensis</i> (D'ORBIGNY)	<i>Hauerina</i> sp.	<i>Hauerina plana</i> (SEROVA)	<i>Spirolina austriaca</i> (D'ORBIGNY)	<i>Dentritina haueri</i> (D'ORBIGNY)	<i>Schlumbergerina transilvanica</i> (KARRER)	<i>Pseudotritoculina consobrina</i> (D'ORBIGNY)	<i>Bolivina</i> sp.	<i>Almaena</i> sp.	<i>Cycloforina</i> sp.	<i>Porosonion</i> sp.	<i>Porosonion granosum</i> (D'ORBIGNY)	<i>Globigerina</i> sp.	
FZ2	Pa	X			X		X						X			X												X		
FZ1	Pa	X			X																									
16	Pa																													
15	Sza				X			X	X	X																				
13	Késő-badeni (Late Badenian)	X			X																						X	X	X	
12											X																			
10		X						X		X							X				X						X			
9		X	X		X	X					X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X			
8		X	X		X	X					X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X				
7		X			X																									
6		X	X					X																						
5		X	X	X																										

5-16: rétegszámolás, FZ1-2: szerkezeti zónába csipett rétegek, Sza – szarmata, Pa – pannóniai.

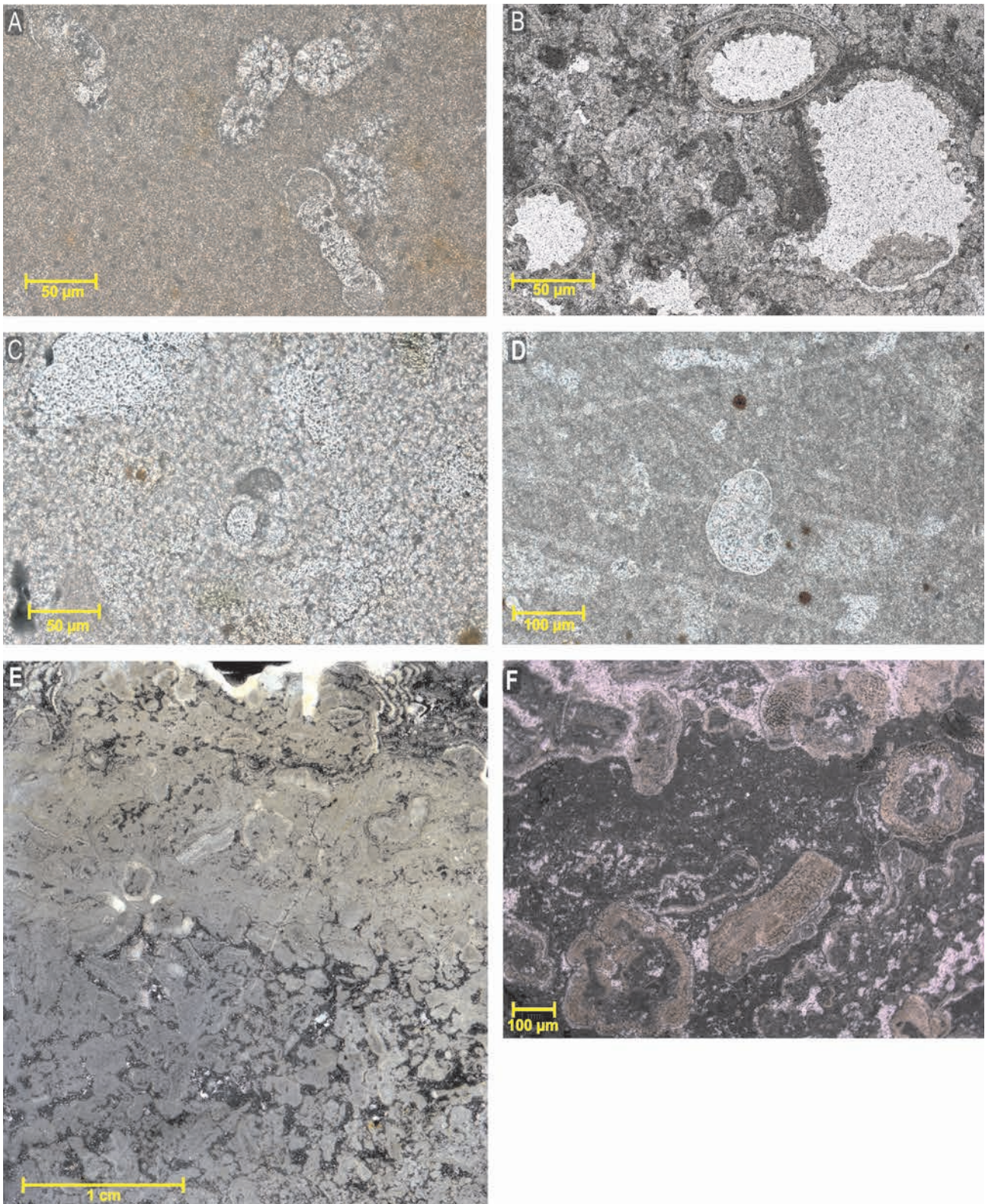
5-16: number of beds, FZ1-2: tectonically pinched layers, Sza – Sarmatian, Pa – Pannonian.

középső-miocén, késő-badeni korú (4. ábra). A szelvény alsó szakaszában (5–6. réteg) csekély rétegtani értékű környezetjelző foraminiferák és ostracodák (*Ammonia beccarii*, *Elphidium* sp., *Nonion* sp.) találhatóak, amelyek változó sótartalmú, inkább csökkent sós vízi sekély környezetet jeleznek. A tiszta, meszes üledékben visszatérő alak a lagúnák, euszáriumok, deltakörnyezetek jellemző inbentosz formája, az *Ammonia beccarii*, amely szélsőséges környezeti ingadozásokat is eltűr (MURRAY 1973). Az ostracodás és bentosz foraminiferás wackestone mikrofáciesű kőzet apró, már limonitosodott piritszemcsék és cementtel kitöltött üreges (vug), szemcseközi, esetleg kioldott szemcsék helyén képződött pórusokat tartalmaz (9. ábra A). A feltárás öslénytanilag legérdekesebb eredményét a 7. réteg faunája szolgáltatta. Ebben a rétegben a nagyon sekély, édesvízi környezetet jelző ostracoda faj, a *Potamocypris arcuata* példányai uralkodtak az együttesben. A sekély folyóvizekben (patak, kisebb vízfolyások) élő faj kizárólag kettős teknővel történő megjelenése az üledékben gyors, hirtelen édesvízi hozzáfolyást jelez a sekélyvízi lagúna területére (MEISCH 2000). Az üledékből néhány csigaembrió és néhány halfog is előkerült. A nemzetközi és a hazai irodalomban felső-badeni rétegekbe történő édesvízi beömlés kimutatása nagyon ritka. GROSS (2002) a Bécsi-medence badeni és szarmata rétegeinek ostracodáit taglaló munkájában is említi édesvízi taxonokat (*Ilyocypris*, *Fabaeformiscandona*, *Pseudocythere*), igaz kis példányszámban. Hazánkban ez-

idáig egyetlen helyről, egy zsanai fúrás badeni rétegéből került elő édesvízi miocén ostracoda (SZUROMINÉ & CSEREPESNÉ 2013). Ebben a feltárásban nagy meglepetést okozva egy rétegben, dominánsan jelent meg egy édesvízi ostracoda faj (*Potamocypris arcuata*), ami valószínű, hogy lokális jelenségként értelmezhető.

A 8–9. réteg gazdag és különösen a 9. réteg diverz faunae együttesében a rétegre jellemző foraminifera, a *Borelis melo melo* mellett sztenohalin ostracodák (például *Urocythereis kostelensis*, *Grinoides haidingeri*) mellett az Elphidiumok és miliolidae magas aránya arra enged következtetni, hogy a vízborítás sótartalma emelkedett a fekvő rétegéhez képest, de ingadozó, normálhoz közeli mértékű lehetett (GROSS 2002, BETZLER & SCHMITZ 1997). Az ősmaradvány-együttes növényzetben gazdag, jól szellőzött litorális, infralitorális, normálhoz közeli, ingadozó sótartalmú környezet jelez (GROSS 2002). Az egykori környezet jellemzésére további adalékul szolgál a *Borelis melo melo* és a *Dentritina haueri* előfordulása is. BETZLER et al. (1997) szerint a Borelis–Dentritinás közösségek a 20–40 m-es vízmélységű meleg-tengeri zátonyháttér lagúnákban, illetve zátonylejtő környezetekben élnek.

A *Borelis* tartalmú rétegre ismét nagyon rossz megtartású és szegényes, csökkent sós vízi faunaelemeket tartalmazó képződmények következnek (10–12. réteg), édesvízhez közeli karbonátképződéssel, ami a sótartalom csökkenésére utal. A rétegek ősmaradvány-tartalma és környezete nagyon



9. ábra. Mikrofaciések és jellemző ősmaradványok a Strázsa-hegy miocén rétegsorából

A) ostracoda, bentosz foraminifera (*Foraminifera* indet.) wackestone (6. réteg), B) átkristályosodott peloidos mikrit, kioldott ostracoda üregében növekvő drúzás kalcittal (12. réteg), C) késő-badeni karbonátos cementű homokkő plankton foraminiferával (13. réteg), D) szarmata homokos, bioklasztos wackestone, *Nonion bogdanowiczi* (15. réteg), E) pannóniai algabekéregzéses édesvízi mészkő felületi csiszolata (16. réteg), F) peloidos mikritcementben úszó, algákkal bekéregzett kerekded és hosszúkas szemcsék pannóniai édesvízi mészkőben (16. réteg)

Figure 9. Microfacies and specific microfossils from the Miocene beds of Strázsa Hill

A) ostracod and benthic foraminifers (*Foraminifera* indet.) wackestone (bed 6), B) recrystallized peloidal micrite with growing druse calcite in dissolved ostracod vugs (bed 12), C) Late Badenian carbonate-cemented sandstone with planktonic foraminifer (bed 13), D) Sarmatian sandy bioclastic wackestone, *Nonion bogdanowiczi* (bed 15), E) polished surface of Pannonian freshwater limestone with algae crusting (bed 16), F) roundish and long-shaped, algae crusted clasts in peloidal micrite of Pannonian freshwater limestone (bed 16).

vízi mészkőhöz hasonló kifejlődést JÁMBOR (1980a) említett betelepülésként a Zsámbéki-medence néhány fúrásából (Zsámbék Zst-3, -4, Mány Má-191) az ooidos szarmata mészkő (Tinnyei F.) és a fölötte települő, túlnyomó részben márgából álló pannóniai rétegsor határáról. Ezeket a tömör „pizolitos” mészköveket sekély tavak üledékének minősítette (JÁMBOR 1980b), és később a Csákvári Formációba (Strázsahegyi Mészkő Tagozat) sorolta (JÁMBOR 1996b). A Strázsa-hegyen a pannóniai rétegsor fiatalabb, agyagmárgából álló szakasza azonban lepusztult vagy csak részben ülepedett le, így az édesvízi mészkőre kvarter üledékek települnek.

A rétegsort fedő törmelékes üledék (17. réteg) ősmaradvány-mentes. Kőzettani összetétele és települési helyzete alapján feltételezhetően a területen található negyedidőszaki rétegsor alsó részét képviseli. Képződése jelentős törmelék-lehordással jellemezhető időszakos, széles kiterjedésű vízfolyásokhoz köthető, amelyek a szerkezeti zóna által preformált paleofelszín mélyedéseiben haladtak, azt erodálták, és időszakosan nagy mennyiségű durva törmelékkel szállítottak.

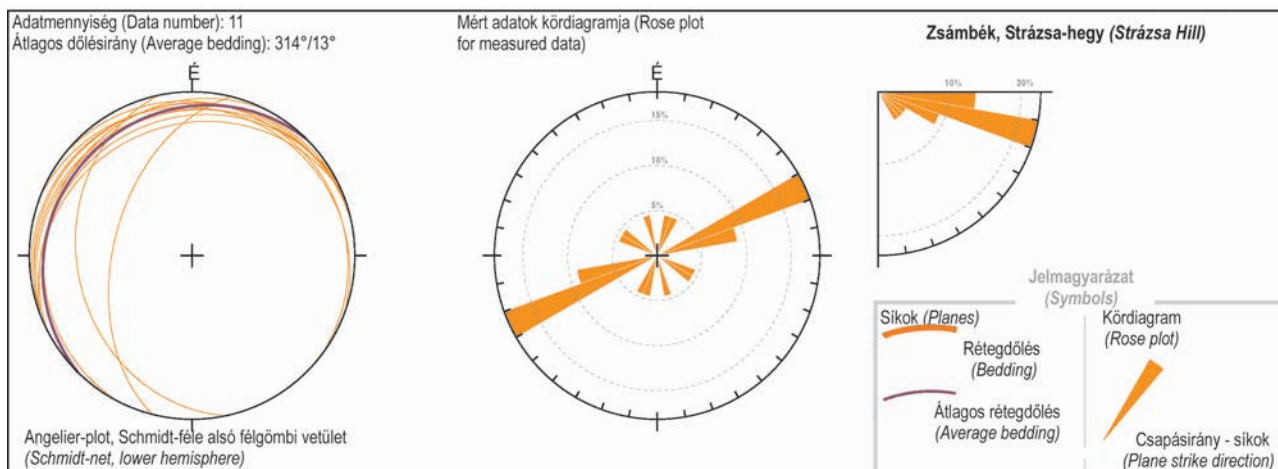
A szerkezeti zónába csípett rétegek sokszor erősen koptatott, sérült, minden bizonnyal az ismertetett rétegsorból származó áthalmozott badeni és szarmata foraminiferákat és ostracodákat tartalmaznak. A becsípett szakasz alsó, agyagosabb felében található *Cyprideis*-félék nagyon hasonlóak a „globigerinás, homokos márga”-ban (15. réteg) megfigyelt ostracodákhoz, így azok áthalmozottak is lehetnek. Hasonlóképpen, a felső, homokos képződmények *Borelis* sp. és *bryozoa* teleptörödékek koptatott példányai a 8–9. rétegek ősmaradványainak áthalmozott példányai lehetnek. Az áthalmozódást erősíti, hogy a faunaelemek a lepusztulás sorrendjében, rétegtanilag fordítva jelennek meg. Egyéb mikrofoszfília nem található ezekben a rétegekben. A szerkezeti zónába csípett képződmények korát a mikrofoszfiliák áthalmozott jellege középső-miocénnél fiatalabbnak, települési helyzetük pedig a negyedidőszaki rétegsornál idősebbnek

jelöli ki. Kőzettani jellegeik szerint a lignites, magas növényi szervesanyag-tartalmú agyagos üledékek, és a náluk fiatalabb, ősmaradványmentes, jól osztályozott kvarchomok a késő-miocén (pannóniai) kort valószínűsíti. Ezt támasztja alá, hogy a Strázsa-hegy környékén mélyült fúrások pannóniai rétegsorában szintén előfordulnak szenes agyagos képződmények, hasonlóan a gerecsei Vályús-kút Csákvári Formációba sorolt rétegsorához (MAGYAR et al. 2017; SZTANÓ et al. 2018). A tavi, mocsári rétegek képződése a szerkezeti zóna működésével közel egyidős, esetleg annál kissé idősebb lehetett, és megőrződésük is ennek köszönhető.

A Strázsa-hegy kainozoos rétegsorának szerkezeti adatai és értelmezésük

A strázsa-hegyi kőfejtő Ny-i fejtési szakaszán általunk részletesen vizsgált, ÉÉK–DDNy-i lefutású szelvényben (3. ábra) jó feltártsági viszonyok között tanulmányozható a fent ismertetett felső-badeni–szarmata–pannóniai rétegsor és a triász dolomit tektonikus érintkezése (8. ábra). A szelvény É-i oldalán, a triászhoz képest magasabb topográfiai helyzetben, a szerkezeti zóna kivetített vonalának látszólag ellentétes oldalain található miocén és pleisztocén képződmények kontaktusa a lefedettség miatt nem vizsgálható, így nem határozható meg a szerkezet legfiatalabb aktivitása sem. A bánya K-i bejáratánál lévő bányafalon látható, eróziós felszínnel települő pleisztocén rétegsor alapján azonban feltételezhető, hogy a negyedidőszaki rétegsor itt is eróziós diszkordanciával (csatorna, eróziós vályú) települ az idősebb képződményekre, nagy valószínűséggel lefedve a szerkezeti zónát is.

A miocén rétegsorban mért rétegdőlésértékek átlagosan $314/13^\circ$ -os értéket adnak (10. ábra). Ez némileg ellentmond a Zsámbéki-medence K-i, DK-i átlagos dőlésirányainak (JASKÓ 1943a, b; FODOR et al. 2000; PALOTÁS 2014), ennek oka a szerkezeti zóna közelsége lehet. A tektonikus érintke-



10. ábra. A zsámbéki Strázsa-hegyi kőfejtőben mért miocén rétegdőlésadatok sztereogramja és a rétegdőlés adatokhoz rendelt csapáseloszlás rózsadiagramja (Schmidt-féle alsó félgömb vetület)

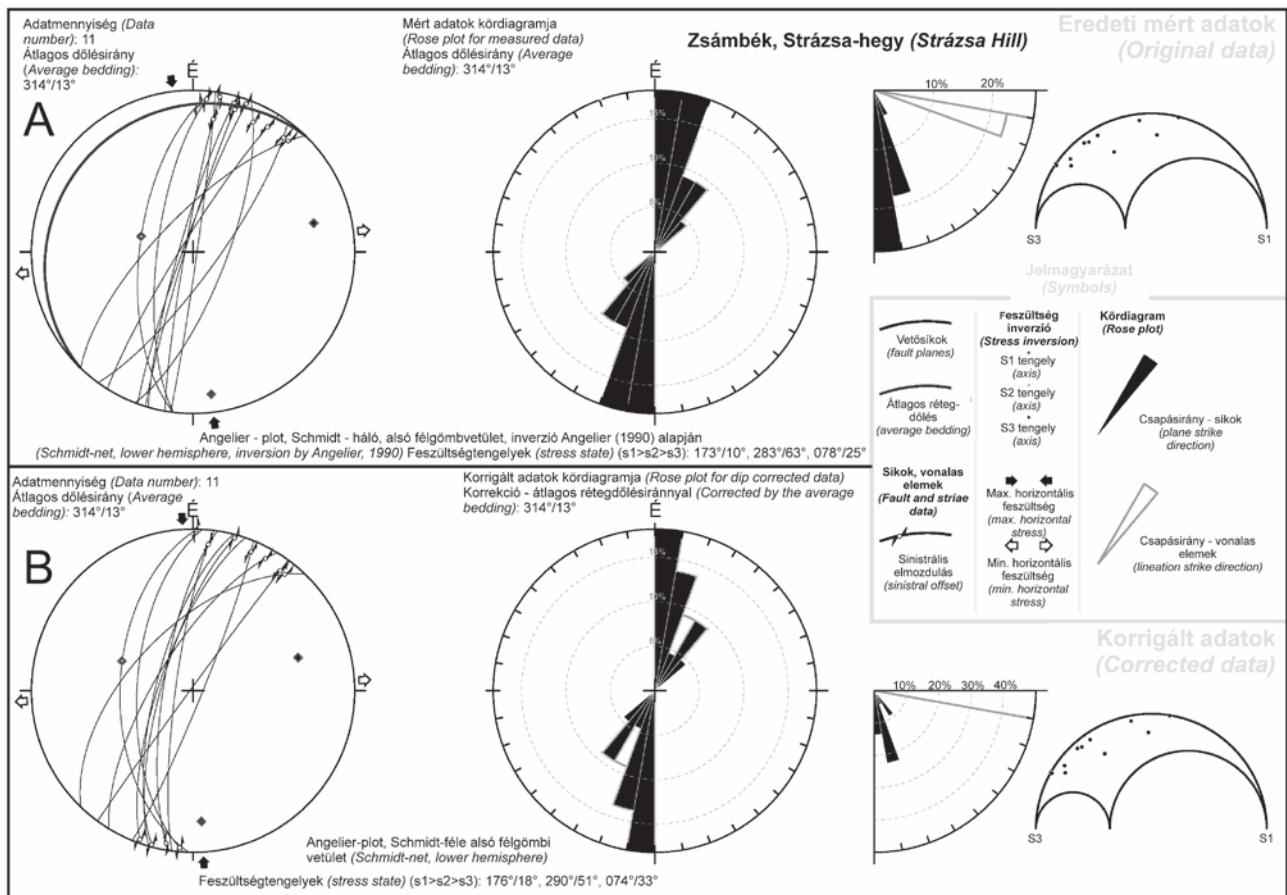
Figure 10. Stereogram of measured dip directions of Miocene beds from the Strázsa Hill quarry at Zsámbék and rose diagram showing the frequency distributions of the azimuths of dip direction data (Schmidt lower-hemisphere projection)

zés fő síkjához közeledve a meredekebb, 30–50° közötti, Ny-i dőlésirányú értékek jellemzőek. Az erősen összetört triász dolomit rétegdőlés-értékeit ezen a falszakaszon nem sikerült rögzítenünk.

A vizsgált szelvényben a triász és a miocén rétegsor kontaktusa a szelvény az É-i részén tektonikus, a középső és D-i szakaszon üledékes, ahol kis méretű feltolódások léptetik el a határt. A miocén rétegsort É-i és D-i lefutású meredek vető mentén a fiatal rétegsorral érintkező triász dolomitos rétegek takarják. A fal meredeksége miatt a D-i szakaszon ez csak feltételezhetően, az É-i szakaszon azonban igazolhatóan enyhe feltolódásos szerkezetként jelenik meg (8. ábra). A miocén rétegösszletben észlelt törések jelentős részén balos oldaleltolódásos karcokat mértünk (11. ábra), melyek túlnyomó többsége a 16. réteghez kötődik (6. ábra). Az eltolódás mentén a triász dolomit enyhén rátolódva deformálta a miocén rétegsort. A vizsgált falszakaszon mért töréses szerkezeti adatok alapján számolt feszültségtér megközelítőleg É–D (ÉÉNy–DDK) irányú összenyomást valószínűsít (11. ábra A) a legfiatalabb érintett üledékes

képződmények (16. réteg) leülepedését követő időszakra vonatkozóan.

A mért miocén rétegdőlések átlagával visszabilentett töréses adatok is megközelítőleg É–D-i kompressziót jeleznek (11. ábra B), mely néhány fok eltérést jelent csak a jelenleg tanulmányozható geometriai viszonyokhoz képest. Ez alapvetően a közel É–D csapású vetősíkok ÉNy-i és Ny-i irányba történt kismértékű kibillentésének köszönhető. A középső-miocén képződmények leülepedését követő billenés jellege, oka és területi kiterjedése jelenleg nem tisztázott (szinszediment szerkezetalakulás, poszt-szediment tektonika). A csekély mennyiségű, túlnyomó többségében a töréses szerkezetek közvetlen közelében mért, az átlag ÉNy-i dőlésiránytól eltérő, Ny-i irányú és a többséghez viszonyítva meredek (cca. 40°) rétegdőlések egyik kiváltó oka maga a szerkezeti zóna működése lehetett. A lokális anomális rétegdőlés és az enyhe kompresszió hatására az oldalelmozdulás két oldalán elhelyezkedő képződmények jelentős közetfizikai különbözőségéből fakadóan, a kompakt triász dolomit elvonszolta és enyhén felgyűrte a gyengén kon-



11. ábra. A zsámbéki Strázsa-hegyi köfajtóban mért szerkezeti adatok. A) A miocén rétegösszletben mért törések és az azok menti elmozdulást jelző vetőkarcok ábrázolása sztereografikus projekción, töréssíkadatokhoz rendelt csapáneloszlás rózsadiagramja. B) Az átlagos miocén rétegdőléssel (314°/13°) visszabilentett miocén rétegösszletben mért törések és az azok menti elmozdulást jelző vetőkarcok ábrázolása sztereografikus projekción, töréssíkadatokhoz rendelt csapáneloszlás rózsadiagramja (Schmidt-féle alsó félgömb vetület)

Figure 11. The measured main structural dataset of the Zsámbék Strázsa Hill quarry. A) Stereographic projection of faults, fractures, joints with related linear structures (slickenside, striae, pitch) in Miocene beds and the rose diagram of the frequency distributions of brittle tectonic structures. (Schmidt lower-hemisphere projection.) B) Stereographic projection of faults, fractures, joints with related linear structures (slickenside, striae, pitch) in Miocene beds after the correction by average Miocene bedding (314°/13°) and the rose diagram of the frequency distributions of brittle tectonic structure. (Schmidt lower-hemisphere projection)

szolidált miocén üledékeket. Ezt erősíti meg a dolomit és a miocén üledékek kontaktusára jellemző, virágszerkezetre emlékeztető zóna, amelyek törésiránya egybeesik a tisztán eltolódásos karcokat létrehozó szerkezettel.

Igazolhatóan szinszediment szerkezeteket nem sikerült észlelni a szelvényben, azonban a rétegsor 6–9. rétegeinek rálapolódása a fekvő rétegekre és ezek ÉÉK-i irányú vastagodása (3. ábra) látszólag É felé dőlő félárokszerkezetre utal. Azonban ha figyelembe vesszük az ÉNy-i rétegdőlés adatait és a szelvény irányát (ÉÉK–DDNy), akkor érthető, hogy a rétegsor közel csapásirányú metszetének rétegszerkezetét látjuk, és a rétegsor vastagságát befolyásoló esetleges tektonikai szerkezetet az elbányászott DK-i részen (éppen a prekainozoos aljzatban észlelt rátolódás zónájában) kellene keresnünk. Feltételezhető azonban, hogy különösen a rétegsor alsó részén található durvatörmelék, helyi anyagú, kis szállítást szenvedett triász klasztokból álló breccsa szinszediment tektonikai esemény következtében rakódott le. Ezt igazolják a szelvény D-i részén, a triász aljzatban látható kisebb feltolódások, melyek mentén a triász dolomit részben rátolódik a középső-miocén (badeni) rétegekre, részben azokkal fedett (3. ábra). A kis feltolódott blokkok tetejéhez futnak ki a fent említett breccsarétegek. Ez a késő-badeni szinszediment szerkezetalakulás tehát megelőzi a teljes rétegsort átmetsző, a miocén és a triász rétegsort egymás mellé hozó, fiatalabb transzpressziós deformációt, és egyben enyhén redőzi, illetve kibillentli a már lerakódott rétegsort.

Diszkusszió

A Strázsa-hegy kőfejtője feltárja a Vértessomló–Nagykovácsi-zónát, amelynek mentén a medencealjzatot alkotó nori Földolmitra D-i vergenciával rátolódott a ladin–karni összlet (BUDAI et al. 2015). Az általunk vizsgált késő-badeni–szarmata–kora-pannoniai rétegsorban a legidősebb észlelt szerkezetek a késő-badeni sziliciklasztos rétegsor leülepedésével egyidős feltolódások (3. ábra), amelynek mentén a triász dolomit kismértékben rátolódott a miocén képződményekre, miközben a morfológiailag kimagasodó felszínről lepusztult triász törmelék breccsaréteggént jelentkezik a miocén üledékben. A breccsát tartalmazó rétegek felső részén jelentkező bioperforált, abráziós parti kavicsok a rétegsor leülepedésével egyidős, közeli sziklás tengerparti környezetből származhattak, ennek helyzete azonban jelenleg nem ismert. A fűrt klaszto rétegszerű megjelenése (3. réteg) alapján feltételezhető, hogy azok nagyobb energiájú üledékszállítás során (pl. cunami) rakódtak le, amely összhangban van az észlelt szinszediment tektonikai eseménnyel. A feltehetően kompressziós vagy transzpressziós (a fal meredeksége miatt mérések hiányában azonban nem igazolható) esemény következtében a miocén rétegsor kissé kibillent, ami a badeni rétegsor rálapolódását eredményezte a kibillentett felszínre. Ez ellentmondani látszik a Gerecsében kimutatott, és általában jellemző középső-miocén széthúzásos, D9–10-es (FODOR et al. 2018) feszültségmezőnek. Valószínűleg az ÉK–DNy-i széthúzásos feszültségmezőben job-

bos eltolódásként felújuló Vértessomló–Nagykovácsi-zóna és a hozzá kapcsolódó, már létező (kora-miocén és paleogén deformáció) balos kiegészítő törései (ÉNy–DK-i törések) lokális kompressziós deformációja okozta a kismértékű badeni szinszediment rátolódásokat és a billentést. Másik megoldásként elképzelhető, hogy a Gerecsében kimutatott kora-miocén, közel ÉNy–DK irányú összenyomásos és rámerőleges széthúzásos feszültségtér (D8-as fázis, FODOR et al. 2018) lokálisan később is aktív volt a Vértessomló–Nagykovácsi-zóna mentén. A szerkezeti zóna ilyen jellegű miocén felújulását már BALLA & DUDKO (1989) is feltételezte. Ebben a lokális feszültségmezőben a Strázsa-hegyet metsző rátolódás is felújulhatott, helyi morfológiai kiemelkedést hozva létre a Zsámbéki-medence É-i részén, a badeni tenger partján vagy annak közelében. Ez részben magyarázhatja az anomális badeni és szarmata rétegdőlések megjelenését a vizsgált szelvényben.

A Zsámbéki-medence badeni partvidékéhez közeli morfológiai kiemelkedés egy, a Strázsa-hegytől ÉNy-ra kialakult sekélyvízű lagúnát választott le a nyílt tengerről. A lagúna kapcsolatban lehetett a nyílt tengerrel, amelybe ugyanakkor viszonylag nagyobb mennyiségű édesvizet szállíthattak a vízfolyások. A mezozoos képződményekből álló sziget- vagy félszigetszerű szárazulat DK-i, nyílt tenger felé eső részén sziklás tengerparti környezet alakult ki, amelynek abráziós törmeléke megtalálható a háttérlagúna rétegsorában. Ez a törmelék nagyobb viharok, esetleg cunami(k) során kerülhetett a lagúna védettebb területére.

A Vértessomló–Nagykovácsi-zóna Strázsa-hegy környéki része a szarmata üledékképződés során (és talán még utána) is tektonikailag aktív morfológiai hát lehetett (hasonlóan az ún. „Etyeki-háthoz”, FODOR et al. 2000) miközben az aktív normálvetők mentén folyamatosan zajlott a részmedencék félárok szerkezetek menti süllyedése. A hát emelkedésére utal a szarmata összlet rendellenesen vékony kifejlődése és diszkordáns települése, illetve a fiatalabb képződmények teljes hiánya.

FODOR et al (2000) szerint a Zsámbéki-medencét meghatározó nagyobb szerkezetek kinematikai jellege és a feszültségtér elemzése alapján az ÉNy–DK és ÉÉNy–DDK irányú jobbos vagy jobbos-normál eltolódások, az É–D – ÉK–DNy irányú törések normálvetők vagy tenziós hasadékok, illetve a KÉK–NyDNy csapású balos eltolódások („Etyeki-hát” szerkezetei) K–Ny-i, illetve DK–ÉNy-i húzásos feszültségmezőben keletkeztek és működtek, amikor a maximális feszültségtengely csak ritkán volt vízszintes.

Véleményünk szerint a FODOR et al. (2000) által megálapított feszültségmező a Gerecséből kimutatott szerkezeti fázisok (FODOR et al. 2018) közül a D10 és D12-es szarmata-pliocén időszakra eső szerkezeti fázisoknak felel meg. FODOR et al. (2000) által a Zsámbéki-medencében vizsgált fő törések működésének analógiája alapján, a gerecsei D10 és D12-es szerkezeti fázisnak (FODOR et al. 2018) megfelelően, a vizsgált területhez közeli fő peremtörések is feltehetően jobbos normál, a Vértessomló–Nagykovácsi-zónába eső szerkezetek pedig balos eltolódásként működtek a szarmata-pliocén során. A deformáció elemzésekor nem

hagyhatjuk figyelmen kívül a Vértessomló–Nagykovácsi törésvonal közvetlen közelségét, ezáltal a terület erőteljes szerkezeti preformáltságát, mely miatt a különböző feszültségmezőkben létrejövő deformációk az általánostól eltérő jellegeket is mutathatnak.

A badeni–szarmata, valamint a szarmata–pannóniai határon észlelt eróziós diszkordancia és a képződmények fázisében mutatkozó jelentős eltérés feltehetően a terület kisebb szerkezeti emelkedésére és szárazra kerülésére utal, ami a rétegsorok részleges lepusztulására, esetleg a kifejlődés hiányára enged következtetni.

A fentebb bemutatott feszültségmező számítás (11. ábra) és a 16. (édesvízi mészkő) réteget szilárd, köztétté vált állapotban ért deformáció, valamint a tektonikai szerkezetbe csípett üledékek őslénytani vizsgálata alapján egy ÉÉNy–DDK-i összenyomással jellemezhető transzpressziós feszültségmező hozta létre az ÉÉK–DDNy-i csapású balos eltolódást és az eltolódás mentén a triász képződmények kismértékű rátolódását a miocén rétegsorra. A deformáció kora biztosan szarmata utáni, ezt igazolja az édesvízi mészkő (16. réteg) rétegtani helyzete a pannóniai rétegsor alsó szakaszán. Ha ez a képződmény a szarmata végi regressziós ciklus (PALOTÁS 2014) záró tagja lenne, a köztétté válást követő deformáció ebben az esetben is legfeljebb szarmata végi vagy kora-pannóniai korú lenne. Ezt támasztja alá a szerkezetbe csípett rétegek áthalmazott badeni és szarmata taxonokat tartalmazó kevert mikrofaunája és a környező fúrásokban azonosított és a gerecei Vályús-kútról leírt (SZTANÓ et al. 2018) pannóniai rétegek közettani (szenes agyag, homok) jellege is. A szerkezeti zónába csípett pannóniai üledékek nem találhatók meg a Strázsa-hegy rétegsorában, tehát ezeknek a környékbéli fúrásokban észlelt települési helyzete alapján a pannóniai korú édesvízi mészkő és a rá eróziós diszkordanciával következő negyedidőszaki rétegsor képződése közötti időszakban kellett felhalmozódnuk és lepusztulniuk, valamint részben becsípődniük a tektonikai szerkezetbe. Az így kimutatott transzpressziós deformáció jól megfeleltethető a közeli Gerecséből leírt (FODOR et al. 2018) és deformáció szinten a Zsámbéki-medencében eddig még nem észlelt D11-es deformációs fázisnak. VÉGHÉ et al. (1978) közel Ny–K csapású, D-i vergenciájú, biztosan oligocén utáni rátolódásokat említ a Nagygyháza–Csordakúti-medencéből. FODOR et al. (2018) szerint ezek az ÉÉNy–DDK-i összenyomásos feszültségterben keletkezett rátolódások, továbbá a csordakúti külfejtésben észlelt NyÉNy–KDK csapású jobbos, valamint ÉÉK–DDNy balos oldaleltolódások is feltehetően ehhez a deformációs fázishoz tartozhatnak, amelynek a rövid idejű, epizodikus aktivitása a szarmata legvégére, esetleg a pannóniai letelepedésére eshet. Ebből az időszakból BADA (1994) is közel É–D-i kompressziós és erre merőleges tenziós feszültségteret határozott meg a Gerecse és az É-Zsámbéki-medence területéről.

A vizsgált területen a D11-es deformációs fázisnak megfelelően markáns balos oldaleltolódás és az ehhez kötődő transzpressziós szerkezetek kora a fentiek alapján a pannóniai elejére tehető, esetleg annál kissé fiatalabb is lehet. A

környékbéli fúrásokban megjelenő viszonylag vastag pannóniai rétegsor hiánya a szelvényben a terület pannóniai üledékképződésének hiányára, esetleg korlátozottságára (a terület részben kiemelt helyzetére) utalhat. Ezt támasztja alá KÓKAY (1989) megfigyelése is, miszerint a Máty. Má–335 jelű fúrásban a szarmata–pannóniai határon gyökérvonalhoz kötődő szárazföldi mészkonkréciós agyagos aleurit található, ami véleménye szerint a környék megemelkedését igazolja. Mindez jó összhangban lehet a vizsgált terület általunk feltételezett lokális emelkedésével, amelyhez hozzájárulhatott ebben az időszakban a Vértessomló–Nagykovácsi szerkezeti zóna DDK-i vergenciájú rátolódásos felújulása.

A szerkezeti fázis reaktiválhatta a fő szerkezeti zóna DDK-i vergenciájú rátolódásos komponenseit is, ami a terület lokális megemelkedésével és az addig lerakódott rétegek lepusztulásával járt.

A szerkezeti zóna legfiatalabb, negyedidőszaki aktivitását jelezheti a negyedidőszaki rétegsorban eseményszerűen megjelenő, a környék triász dolomitjából származó két viszonylag vastag breccsaréteg. A szerkezeti aktivitás pontos koráról egyelőre nincsenek adataink, annyi azonban bizonyos, hogy a kőfejtő K-i részén lévő szelvény barna erdőtalajos lösz rétegsorának képződését megelőző időszakról lehet szó.

Következtetések

Rétegtan

A zsámbéki Strázsa-hegy kőfejtőjében feltárt kainozoos rétegsor alsó, túlnyomó részben sziliciklasztos, karbonátos szakasza a felső-badeni és a szarmata emeletbe tartozik. A szarmata rétegsor rendellenesen vékony, alul és felül diszkordanciafelülettel határolt.

A középső-miocén rétegsorra diszkordánsan települő édesvízi onkoidos mészkő a Zsámbéki-medence felső-miocén sziliciklasztos rétegsorának bázisképződményével azonosítható (Csákvári Formáció).

A rétegsor legfelső szakasza a pannóniai mészkőre diszkordánsan települő pleisztocén folyóvízi összlet a területen kifejlődött barna paleotalajos lösznél idősebb.

Tektonika

A vizsgált középső–felső-miocén és pleisztocén rétegsor a Vértessomló–Nagykovácsi-zóna zsámbéki felszíni kibukkanásának területén található, amelynek deformációja végig meghatározta a medencerész paleomorfológiáját és az üledékképződést. Ez magyarázza a területen mérhető, az általános D-i, DK-i (FODOR et al. 2000, PALOTÁS 2014) iránytól eltérő, anomális ÉNy-i dőlésirányokat.

A legidősebb kainozoos szerkezeti elem a késő-badeni üledékekkel fedett rátolódásos szerkezet, amely enyhén redőzött és kibillentette az addig lerakódott rétegeket. A késő-badeni szerkezetalakuláshoz breccsaképződés és feltehetően cunami jelenségek kapcsolódtak. Ezt a fázist a gerecei

D9–10-es (esetleg áthúzódó D8-as) szerkezeti fázisának felletjük meg. Attól eltérően azonban a Vértessomló–Nagykovácsi-zóna menti deformációt nem húzás, hanem a jobbos eltolódás és a hozzá kapcsolódó balos kiegészítő törés közti deformációs tér lokális összenyomása határozta meg, ami a terület megemelkedését is eredményezte. Ennek okát a szerkezeti zóna zsámbéki szakaszának (elsősorban késő-kréta és paleogén) tektonikai preformációjában látjuk.

A középső-miocénnél fiatalabb szerkezeti fázis biztosan a szarmata után, valószínűleg a kora-pannóniai során működött. A feszültségter-elemzés szerint ez a markáns, ÉÉK–DDNy csapású balos eltolódásban és ehhez kötődő rátolódásban jelentkező deformáció ÉÉNy–DDK-i transzpressziós feszültségterben jött létre. A szerkezeti fázist a gerecei D11-es fázissal azonosítjuk, amelyet erről a területről korábban még nem mutattak ki. Ennek a fázisnak a során került jelenlegi helyzetében egymás mellé a triász és a miocén rétegsor, és ekkor csipődött be a szerkezeti zónába a rétegsorból hiányzó pannóniai szenes agyagos és homokos képződmény.

A neotektonikai aktivitást jelzi a pleisztocén alluviális–proluviális összletben megjelenő durva hordalék, amely hirtelen és gyors szárazföldi törmelékbeszállítási eseményekre, és egyben a lepusztuló háttér tektonikus emelkedésre utal.

Ősföldrajz, őskörnyezet

A Zsámbéki-medence vizsgált területét a hazai viszonyok között is különleges üledékképződési környezet jellemezte a késő-badeni során, amelyet aktív szerkezetalakulás kontrollált. A Vértessomló–Nagykovácsi-szerkezet Strázsa-hegyen kibukkanó szakaszát a középső- és felső-miocén rétegsorok tanúsága szerint tektonikailag aktív paleomorfológiai kiemelkedésként értelmezhetjük ebben az időszakban. A morfológiai hát mögött, a badeni tenger partvidékén kezdetben változó, eleinte csökkent sótartalmú, sekély, partközeli védett lagúna jött létre, ahol jelentős volt a part menti törmelék beáramlása.

A sekélylagúna környezettel egyidős, annak közelében lévő abráziós sziklás partot valószínűsítünk a vizsgált szelvénytől D-re, a Vértessomló–Nagykovácsi-zóna rátolódási frontjának D-i részén. A szerkezeti zónát a védett lagúna és a sziklás parttal rendelkező nyílt tenger közötti paleomorfológiai hátként (szigetként vagy félszigetként) értelmezzük. A mögötte lévő védett öböl felfogta a szárazföld felől patakokkal, kisebb vízfolyásokkal érkező törmelékkel, amely ugyanakkor a nyílt tengerrel is kapcsolatba került időnként. Az epizodikus behordódott, bio-perforált abráziós parti kavicsok megjelenését földrengéshez kötődő, nagy energiájú árhullám (cunami) üledékeként értelmezzük. A szinszediment tektonikai aktivitás keltette árhullám a nyílt tenger felől (D-i irányból) átmosta a hullámverte abráziós terasz üledékét a paleomorfológiai magaslaton, amely ilyen módon kerülhetett a lagúna üledékei közé.

A késő-badeni során a vizsgált területet ingadozó sótartalmú, sekély lagúna borította. A feltárás érdekessége volt, hogy sikerült kimutatni a felső-badeni rétegekből édesvízi hozzáfolyást ostracoda-fauna alapján.

A felső-badeni rétegsorban két sótartalom változási ciklust tudunk elkülöníteni. Az első ciklusban a csökkent sós vízi lagúnában fokozatosan egyre inkább normálhoz közeli sótartalmú környezet alakult ki (1–9. réteg), amelynek később fokozatosan ismét csökkent a sótartalma (10–12. réteg). Az ezt követő ciklus során a badeni üledékgyűjtő ismét normál sós közeli környezetté alakult, amely időszakosan kapcsolatba is kerülhetett a nyílt tengerrel (13. réteg). Ez feltehetően lokális szinszediment tektonikai eseményekre, illetve a medenceterület általános süllyedésére vezethető vissza. A szerkezeti aktív időszak után a lagúna beömlő édesvíz hatására ismét megváltozott a környezet, amelynek egy újabb, az előzőnél jelentősebb mértékű nyílt tengeri elöntés vetett véget a késő-badeni során.

A szarmata szerkezetalakulás során a rétegsor egy része bizonyosan lepusztult, ami a terület időszakos szárazulatra kerülését jelentette a badeni–szarmata határon.

A szarmatában ismét ingadozó, de a normálnál alacsonyabb sótartalmú lagúna környezetben zajlott az üledékképződés. A mikrofauna-együttes a korábbiakhoz képest jelentős mértékben elszegényedett.

A szarmata–pannóniai határon a terület ismét szárazra került és részleges lepusztulást szenvedett.

A pannóniai üledékképződés édesvízi tavi környezetben indult meg. A tavi algás mészkő képződését követően mocsaras, sekély vízi üledékképződési környezet jött létre a pannóniai során, amely feltöltődött. Eredeti vastagságáról nincsenek információink. A pannóniai képződmények jelenlegi rétegsorbéli hiányát a szerkezeti zóna területén a pannóniai során zajló szerkezetalakulási eseményhez (a terület emelkedéséhez) kötiük, és valószínűsítjük az üledékképződés korlátozottságát a környék azonos korú üledékgyűjtőihez képest.

A lösz lerakódását megelőző pleisztocén korszakot a felső- és középső-miocén, illetve a triász képződmények részleges szárazföldi lepusztulása jellemezte. Az időszakos vízfolyások a denudációs felszín völgyeiben rakták le üledékeiket. Az uralkodóan finomszemcsés üledékben lencseszerűen lerakódott, triász kőzetekből származó durva törmelék a háttér időszakos, feltehetően szerkezeti eseményekhez kötődő emelkedését jelzi.

Köszönetnyilvánítás

A dolgozat kéziratának alapos és konstruktív lektorálásáért a szerzők hálásak KÖVÉR Szilviának és TÓTH Emőkének, valamint SZTANÓ Orsolyának és FODOR Lászlónak. Köszönjük a kőfejtőt üzemeltető KŐ-KER Csákvár Kft-nek a kutatáshoz való hozzájárulást.

Irodalom — References

- ANGELIER, J. 1990: Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress III: A new rapid direct inversion method by analytical means. — *Geophysical Journal International* **103**, 363–376 <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.1990.tb01777.x>
- BADA G. 1994: A paleofeszültségtér fejlődése a Gerecse hegység és kelet-délkeleti előterének területén. — *Kézirat, szakdolgozat*, ELTE TTK Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, Budapest, 137 p.
- BAKONYI, NÉMETH A., PARTÉNYI Z. & PEREGI ZS. 1977: A Dunántúli-középhegység földtani térképe, 20 000-es sorozat, Zsámbék. — *Kézirat*. Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár.
- BALLA, Z. & DUDKO, A. 1989: Large-scale Tertiary strike-slip displacements recorded in the structure of the Transdanubian Range. — *Geophysical Transactions* **35/1–2**, 3–63.
- BERNHARDT B. & INCZE SZ. 1998: Az Északkelet-Dunántúl oligocén képződményeinek litosztratigráfiai tagolása. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Geokomplex Kft., Miskolc, J 502, 50 p.
- BETZLER, CH. & SCHMITZ, ST. 1997: First record of *Borelis melo* and *Dendritina* sp. in the Messinian of SE Spain (Cabo de Gata, Province Almería). — *Palaeontologische Zeitschrift* **71/3–4**, 211–216. <https://doi.org/10.1007/bf02988489>
- BUDAI T. 2004: Középső-triász medencefáciések és vulkanitok a Zsámbéki-medencében. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2002*, 189–194.
- BUDAI T., FODOR L. (szerk.), CSÁSZÁR G., CSILLAG G., GÁL N., KERCSMÁR ZS. KORDOS L., PÁLFALVI S. & SELMECZI I. 2008: *A Vértes hegység földtana. Magyarító a Vértes hegység földtani térképéhez (1:50 000)*. — Magyarország tájegységi térképsorozata, A Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 368 p.
- BUDAI T., HAAS J. & PIROS O. 2015: Új rétegtani adatok a Zsámbéki-medence triász aljzatából — szerkezetföldtani következtetések. — *Földtani Közlöny* **145/3**, 247–257. <https://ojs3.mtak.hu/index.php/foldtanikozlony/article/view/134>
- CORNÉE, J.-J., MOISSETTE, P., SAINT MARTIN, J.-P., DULAI, A., TÓTH, E., GÖRÖG, Á., KÁZMÉR, M. & MÜLLER, P. 2009: Marine carbonate systems in the Sarmatian of the Central Paratethys: the Zsámbék Basin of Hungary. — *Sedimentology* **56**, 1728–1750. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2009.01055.x>
- CSÁSZÁR G., HAAS J. & JOCHÁNÉ EDELÉNYI E. 1978: *A Dunántúli-középhegység bauxitföldtani térképe, M=1:100 000*. — A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- CSILLAG G. & SZTANÓ O. 2015: Felső-miocén. In: KERCSMÁR ZS. (szerk.), BUDAI T., CSILLAG G., SELMECZI I. & SZTANÓ O.: *Magyarország felszíni képződményeinek földtana. Magyarító Magyarország földtani térképéhez (1: 500 000)*. — Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, Budapest, 42–46.
- DUNKL, I., FARICS, É., JÓZSA, S., LUKÁCS, R., HAAS, J. & BUDAI, T. 2019: Traces of Carnian volcanic activity in the Transdanubian Range, Hungary. — *International Journal of Earth Sciences* **108/5**, 1451–1466. <https://doi.org/10.1007/s00531-019-01714-w>
- FARICS É. 2018: A karni vulkanizmus nyomai a Dunántúli-középhegységben és a vulkanitok törmeléke a Budai-hegység eocén bázisképződményében. — *Kézirat*, PhD disszertáció, ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 172 p.
- FERENCZI I. 1923: A tinnyevidéki harmadkori medencerészlet földtani viszonyai. (Jelentés az 1919–20. évi felvételi munkákról.) — *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése 1920–23*, 40–49.
- FODOR L. 2008: Szerkezetföldtan. — In: BUDAI T. & FODOR L. szerk. 2008: *A Vértes hegység földtana*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 145–202.
- FODOR L. & BÍRÓ I. 2004: Eocén sziklás tengerpart a vértessomlói kréta rátolódás mentén (Szarvas-kút, Vértes). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2002*, 153–62.
- FODOR L., MAGYARI Á., FOGARASI A. & PALOTÁS K. 1994: Tercier szerkezetfejlődés és késő paleogén üledékképződés a Budai-hegységben. A Budai vonal új értelmezése. — *Földtani Közlöny* **124/2**, 129–305.
- FODOR L., LELKES GY., MÜLLER P. & PALOTÁS K. 2000: Előzetes jelentés a Budai hg. – Gerecse hg. – Vértes hg. közötti terület badeni és szarmata ősföldrajzi, szín- és poszttettonikai viszonyairól. — *Kézirat*. Magyar Állami Földtani Intézet, 19 p.
- FODOR L., BÍRÓ I., ALBERT G. & LANTOS Z. 2005: New structural observations along the Vértessomló Line and implications for structural evolution of the Transdanubian Range (western Hungary). — *Geolines* **19**, 38–40.
- FODOR L., KERCSMÁR ZS. & KÖVÉR SZ. 2018: A Gerecse szerkezete és deformációs fázisai. — In: BUDAI T. (szerk.): *A Gerecse hegység földtana*. Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat, Budapest, 169–207.
- GIDAI L. 1979: Az eocén kőszén kutatási lehetőségei a Mány–Zsámbék közötti területen. — *Bányászati és Kohászati Lapok, Bányászat* **112/4**, 268–271.
- GÖRÖG, Á. 1992: Sarmatian foraminifera fauna of the Zsámbék Basin, Hungary. — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eotvos Nominatae, Sectio Geologica* **29**, 31–153.
- GROSS, M. 2002: *Mittelmiozäne Ostracoden aus dem Wiener Becken (Badenium/Sarmatium, Österreich)/Middle Miocene Ostracods from the Vienna Basin (Badenian/Sarmatian, Austria)*. — Unpublished thesis, Karl–Franzens Universität Graz, 1–149.
- GYALOG L. (szerk.) 1996: A földtani térképek jelkulcsa és a rétegtani egységek rövid leírása. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Alkalmi Kiadványa* **187**, 171 p.
- GYALOG L. & BUDAI T. (szerk.) 2004: Javaslatok Magyarország földtani képződményeinek litosztratigráfiai tagolására. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2002*, 195–232.
- HALAVÁTS GY. 1892: A herczeghalmi artézi kút. — *Földtani Közlöny* **22/5–6**, 163–169.
- HAAS J., BUDAI T., CSONTOS L., FODOR L. & KONRÁD GY. 2010: *Magyarország pre-kainozoos földtani térképe, 1:500 000. (Pre-Cenozoic geological map of Hungary, 1:500000)*. — A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest. (In Hungarian and in English)
- HANTKEN M. 1861: Geologiai tanulmányok Buda s Tata között. — *Mathematikai és Természettudományi Közlemények* **1**, 213–278.
- JÁMBOR Á. 1967: Adatok a Zsámbéki- és a Mányi-medence Neogénjének ismeretéhez. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Budapest.

- JÁMBOR Á. 1969: A Budapest környéki neogén képződmények ősföldrajzi vizsgálata. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1967-ről*, 135–142.
- JÁMBOR Á. 1975a: A budajenői Bő-2. sz. fúrás kvarter és neogén képződményeinek rétegsora. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Budapest
- JÁMBOR Á. 1975b: A Zsámbéki-medencei szarmata kénelfordulás kutatási terve. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, T.5294, 63 p.
- JÁMBOR Á. 1976: Üledékes kéntelep a Zsámbéki-medence szarmata sorozatában. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1974-ről*, 301–306.
- JÁMBOR Á. 1977: A mányi-medence neogén képződményei felépítésének vázlata. — *Földtani Kutatás* **20/4**, 25–27.
- JÁMBOR Á. 1978: Új elképzelések a magyarországi neogén tengerek vizének sótartalom-változásairól. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1976-ről*, 261–265.
- JÁMBOR Á. 1980a: A zsámbéki 1: 20 000-es térképlap oligocén, neogén és kvarter képződményeinek földtani jellemzése. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Budapest.
- JÁMBOR Á. 1980b: Szigethegységeink és környezetük pannóniai képződményeinek fáciestípusai és ősföldrajzi jelentőségük. — *Földtani Közöny* **110/3–4**, 498–511.
- JÁMBOR Á. 1988: A magyarországi pannóniai (s.l.) képződmények geológiája. — *A Magyar Állami Földtani Intézet*, Budapest, 52 p.
- JÁMBOR Á. 1996a: Perbáli Formáció. — In: GYALOG L. (szerk.): A földtani térképek jelkulcsa és a rétegtani egységek rövid leírása. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Alkalmi Kiadványa* **187**, p. 82.
- JÁMBOR Á. 1996b: Zsámbéki Marga Formáció. In: GYALOG L. szerk.: A földtani térképek jelkulcsa és a rétegtani egységek rövid leírása. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Alkalmi Kiadványa* **187**, 75–76.
- JÁMBOR Á., KÓKAY J., LELKES GY., SELMECZI I. & SZEGŐ É. 2003: A Mányi-medence neogénjének újabb vizsgálati eredményei. — *6. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, 2003. május 8–10, Zirc. Program, előadáskivonatok, kirándulásvezető*, 15–16.
- JASKÓ S. 1943a: Adatok a Bicskei neogén öböl földtani ismeretéhez — *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése 1939–40-ről* (I), 335–359.
- JASKÓ S. 1943b: A Bicskei-öböl fejlődéstörténete, hegyszerkezete és fúrásai. — *Beszámoló a Magyar Királyi Földtani Intézet Vitaüléseinek Munkálatairól. A Magyar Királyi Földtani Intézet 1943. Évi Jelentésének Függeléke* **5**, 254–302.
- KERCSMÁR Zs. 2004: A tatabányai vöröskalcitellerek szerkezetföldtani jelentősége. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2002*, 163–174.
- KERCSMÁR Zs. 2005: A Tatabányai Eocén Medence földtani felépítésének és fejlődéstörténetének újabb kutatási eredményei, üledékföldtani és tektono-szedimentológiai vizsgálatok alapján. — *Kézirat*, PhD thesis, Eötvös Loránd Tudományegyetem Természettudományi Kar, Őslénytani Tanszék, 173 p.
- KERCSMÁR Zs. (szerk.), BUDAI T., CSILLAG G., SELMECZI I. & SZTANÓ O. 2015: *Magyarország felszíni képződményeinek földtana. Magyarázó „Magyarország felszíni földtani térképéhez” (1:500 000)*. — Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, Budapest, 62 p.
- KÓKAY J. 1989: A mány-zsámbéki terület badeni és szarmata képződményei. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Budapest, T15021, 27 p.
- LIFFA A. 1905: Agrogeológiai jegyzetek Tinnye és Perbál vidékéről. — *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése 1904*, 227–251.
- MAGYAR I. 2010: *A Pannon-medence ősföldrajza és környezeti viszonyai a késő miocénben*. — Geolitera, Szeged, 140 p.
- MAGYAR I., SZTANÓ O., CSILLAG G., KERCSMÁR Zs., KATONA L., LANTOS Z., BARTHA I. R. & FODOR L. 2017: A Gerecse pannóniai puhatestűi és lelőhelyeik: rétegtan, öskörnyezet és fejlődéstörténet (Pannonian molluscs and their localities in the Gerecse Hills, Transdanubian Range). — *Földtani Közöny* **147/2**, 149–176. <https://doi.org/10.23928/foldt.kozl.2017.147.2.149>
- MAROS GY. 1988: A Vértes hegységi Vitány-vár környékének tektonikai elemzése. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1986-ről*, 295–310.
- MEISCH, C. 2000: *Freshwater Ostracoda of Western and Central Europe*. — Spektrum Akademischer Verlag, 522 p.
- MURRAY, J. W. 1973: *Distribution and ecology of living benthonic Foraminiferids*. — Heinemann, London, 274 p.
- ORAVECZ J. & HAAS J. 1980: Előzetes jelentés a Zsámbék Zs–14. sz. alapfúrás vizsgálatáról. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, l.sz.: T1656/29.
- PALOTÁS K. 2014: A szarmata üledékképződés vizsgálata a Budai-hegységben és környékén. — *Kézirat*, PhD Értekezés, Pécsi Tudományegyetem, Természettudományi Kar
- PALOTÁS, K., SELMECZI, I., SZUROMI-KÖRECS, A., SZABADOS-SALLAY, E., BERECSKI, L. & BABINSZKI, E. 2019: Too salty? Too deep? This is also Sarmatian! (Some new data from the wide range of sedimentary environments in the Central Paratethys, Hungary). — *16th Bathurst Meeting of Carbonate Sedimentologists, Palma de Mallorca 5–12 July 2019. Abstract Volume, Talks, Theme 1: Carbonate Platforms. Carbonate Factories, Depositional Environments, Architecture and Modeling*, T–1 to T–9, p. 30.
- PARTÉNYI Z., RADICS L. (szerk.), BAKONYI I., NÉMETH A. & PEREGI Zs. 1979: Földtani alapadatok a zsámbéki 1:20 000-es térképlaphoz. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Budapest.
- RAVASZ Cs. 1978: A budajenői kéntartalmú miocén evaporitok ásványkőzettani vizsgálata. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1976-ről*, 177–188.
- RAVASZ, Cs. & SOLTÍ, G. 1980: Sulphur-, gypsum- and alginite-bearing strata in the Zsámbék Basin. — *Acta Mineralogica-Petrographica* **24/2**, 191–207.
- SASVÁRI, Á. & BAHAREV, A. 2014: SG2PS (structural geology to post script converter) — A graphical solution for brittle structural data evaluation and paleostress calculation. — *Computers & Geosciences* **66**, 81–93 <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2013.12.010>
- SELMECZI I. 2008: Középső-miocén. — In: BUDAI T. (szerk.): *A Gerecse hegység földtana*. Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat, Budapest, 119–131.

- SELMECZI I. 2015: Középső-miocén. — In: KERCSMÁR Zs. (szerk.), BUDAI T., CSILLAG G., SELMECZI I. & SZTANÓ O.: *Magyarország felszíni képződményeinek földtana. Magyarázó Magyarország földtani térképéhez (1:500 000)*. — Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, 35–41.
- SELMECZI I., SZUROMINÉ KORECZ A., PALOTÁS K., SZABADOSNÉ SALLAY E. & BABINSZKI E. 2018: Óriások lépcsője: egy elfeledett feltárás a Zsámbéki-medencéből. — In: VIRÁG A. & BOSNAKOFF M. (szerk.): *21. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés: Program, előadáskivonatok, kirándulásvezető*. — Budapest, Magyarország: Magyarhoni Földtani Társulat p. 23..
- SEMPTEY F. 1943: A Nagykovácsi és Pilisszentiván közt kiemelkedő Szénás-hegycsoport földtani viszonyai. — *Földtani Szemle melléklete*, 54 p.
- SZTANÓ O., MAGYAR I. & CSILLAG G. 2018: Felső-miocén – Pannóniai s.l. — In: BUDAI T. (szerk.): *A Gerecse hegység földtana*. Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat kiadványa, Budapest, 119–131
- SZUROMINÉ KORECZ A. & CSEREPESNÉ MESZÉNA B. 2013: Bádeni csökkentsósvízi mikrofauna egy Duna–Tisza közti mélyfúrásból. — *16. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, 2013. május 23–25. Orfű. Program, előadáskivonatok, kirándulásvezető*, p. 41.
- SZUROMI-KORECZ, A. & SELMECZI, I. 2015: Middle Miocene evaporates from borehole successions in Hungary. — *Neogene of the Paratethyan Region. 6th Workshop on the Neogene of Central and South-eastern Europe. An RCMNS Interim Colloquium, 31 May – 3 June, Orfű, Hungary. Programme, Abstracts, Field Trip Guidebook*, 91–92.
- TÓTH E. 2009: Őskörnyezeti vizsgálatok a Középső-Paratethysben a szarmata folyamán a mikrofauna őslénytani és geokémiai vizsgálata alapján. (Chagements paléoenvironnementaux dans la Paratéthys Centrale pendant le Sarmatien [Miocène moyen]: étude paléontologique de microfaunes et analyses géochimiques.). — *Kézirat*, PhD Értekezés, ELTE Őslénytani Tanszék, Université Claude Bernard Lyon I, Budapest/Lyon, 144 p. + Táblák +Melléklet
- TÓTH, E., GÖRÖG, Á., LÉCUYER, C., MOISSETTE, P., BALTER, V. & MONOSTORI, M. 2009: Palaeoenvironmental reconstruction of the Sarmatian (Middle Miocene) Central Paratethys based on palaeontological and geochemical analyses of foraminifera, ostracods, gastropods and rodents. — *Geological Magazine* **147/2**, 299–314. <https://doi.org/10.1017/s0016756809990203>
- VÉGH S.-né, KOVÁCS J. & MENSÁROS P. 1987: Rátolódás a Csordakút II. bauxitlencse területén. — *Földtani Közlöny* **117**, 93–99.
- VÉGH S.-né (szerk.) 1988: A Gerecse előtér kutatásának földtani eredményei. Szerkesztés előtti első változat. Az alaphegység kifejlődése, szerkezeti elhelyezkedése a kutatási területen. Az alaphegységhez kötött képződmények. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, T.15021/5*, 85 p.

Kézirat beérkezett: 2019. 09. 04.

