Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society

**147/1,** 61–84., Budapest, 2017
DOI: 10.23928/foldt.kozl.2017.147.1.61

# Az Endrődi Formáció kőzettani és palinológiai vizsgálata a Hódmezővásárhely–I fúrásban (Makói-árok) — őskörnyezeti és diagenezis-történeti értékelés

VARGA Andrea[1,*], BARANYI Viktória[2,3], RAUCSIK Béla[1], SCHUBERT Félix[1]
[1]SZTE TTIK Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, 6722 Szeged, Egyetem utca 2–6.
[2]ELTE TTK Őslénytani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C.
[3]University of Oslo, Department of Geosciences, P.O. Box 1047, 0316 Oslo (viktoria.baranyi@geo.uio.no)
*levelező szerző, e-mail: raucsikvarga@geo.u-szeged.hu

*Petrography and palynology of the Endrőd Formation, Hódmezővásárhely–I well, Makó Trough (Pannonian Basin, SE Hungary): palaeoenvironmental and diagenetic consequences*

Abstract

This paper presents the results of a mineralogical, petrographic and palynological study of selected Pannonian calcareous marl and sandstone samples penetrated by the Hódmezővásárhely–I (Hód–I) well, Endrőd Formation (Tótkomlós Member, cores 35 and 40, 5167.0–5183.0 m and 5468.0–5486.0 m, respectively); this formation is part of the Makó Trough of the Pannonian Basin, SE Hungary. The studied sections comprise mixed carbonate-siliciclastic rocks with abundant silt- to sand-sized angular grains such as monocrystalline and polycrystalline quartz, muscovite, biotite, chlorite, carbonate and metamorphic rock fragments. This polymictic and immature clast composition reflects the importance of local provenance, suggesting that intrabasinal structural highs represent additional source areas to the basin. Palynological analysis was carried out on selected core segments of the well in order to provide a biostratigraphic framework and palaeoenvironmental interpretation for the studied interval. In the investigated samples two biozones were distinguished: the *Spiniferites bentorii oblongus* Zone and the *Spiniferites paradoxus* Zone. The successive changes of the dinocyst assemblages reflect changes in the distance from the shoreline or the terrestrial input from the margin of the Makó Trough. The older assemblage indicates a more proximal setting in relation to the shoreline and/or a higher terrestrial input; the younger dinocyst assemblage — with a more open-water taxa point in relation to a greater distance from the shoreline — represents an increase in the water level, and/or decreased terrestrial input. The predominance of membranous dinocysts in this assemblage indicates a fluctuation in the lake surface salinity, or possibly a shift to a holoplanktonic lifestyle due to periodical oxygen depletion in the water column. The assemblages of both zones demonstrate their regional distribution throughout the whole Pannonian Basin and therefore they can be used to document regional scale trends in phytoplankton communities, as well as implying the communication of water bodies. The colour and preservation of the palynomorphs suggests significant burial heating and the high maturity of the sedimentary organic matter. In the studied samples a series of paragenetic events have been identified using petrographic methods. Early diagenesis was generally represented by cementation (i.e. of framboidal pyrite and carbonates with variable iron content) and weak mechanical compaction. On the other hand, late diagenesis involved pressure solution (chemical compaction), cementation (late pyrite) and, occasionally, dolomite replacement and mineral transformation (smectite to illite) processes. It is noteworthy that in these two core sections neither significant macroporosity nor microporosity were observed, this being due to pervasive cementation.

*Keywords: Pannonian, endemic, dinocysts, Spiniferites, diagenesis, paragenetic sequence*

Összefoglalás

Munkánkban a Hódmezővásárhely–I fúrás 35. és 40. magfúrási szakaszaiból (5167,0–5183,0 m, illetve 5468,0–5486,0 m) kiválasztott, az Endrődi Formációba sorolt kőzeteket (Tótkomlósi Tagozat, mészmárga és homokkő) vizsgáltuk. A minták általános jellemzője, hogy mikrites–mikropátos kalcitot, agyagásványokat, továbbá kőzetliszt–homok méretű, szögletes törmelékszemcséket (monokristályos és polikristályos kvarc, muszkovit, biotit, klorit; karbonáttörmelék, metamorf kőzettörmelék) tartalmaznak. A polimikt, éretlen üledékanyag lokális forrást jelez, ami a környező aljzatmagaslatok kőzeteinek eróziójára hívja fel a figyelmet. A fúrás válogatott mintáin palinológiai vizsgálatok készültek az egyes magszakaszok biosztratigráfiai és őskörnyezeti értékelése céljából. A vizsgált mintákból két biozónát: az idősebb *Spiniferites bentorii oblongus* és a fiatalabb *Spiniferites paradoxus* Zónát lehetett kimutatni. A *Spiniferites bentorii oblongus* Zónára jellemző dinociszta-együttes egy a parthoz közelebbi környezetet és/vagy nagyobb tápanyagbeáramlást jelez, míg a fiatalabb együttesben több olyan alak található, ami disztális környezetre, a vízszint megnöve-

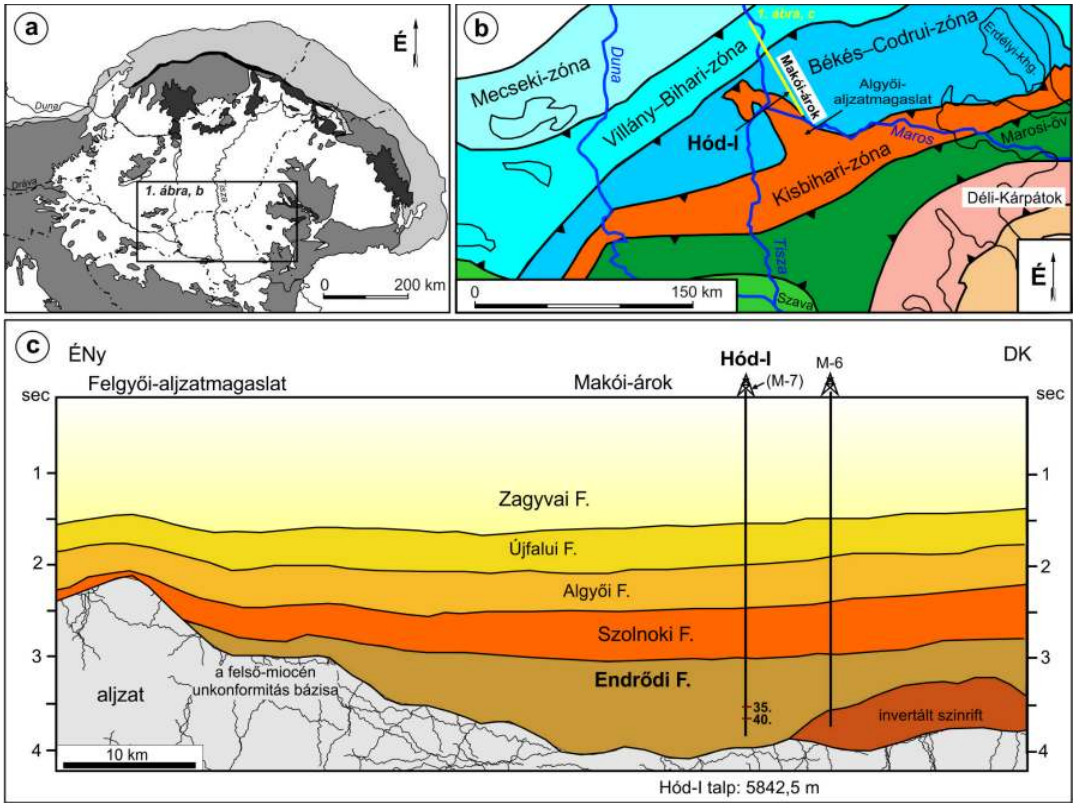
kedésére és/vagy a szárazföldi eredetű törmelékbehordódás csökkenésére utalhat. A membránós dinociszták jelenléte a felszíni vizek ingadozó sótartalmára és bizonyos dinoflagellaták esetén a holoplankton életmódra való áttérésre utal, amit a vízoszlopban bekövetkező ideiglenes oxigénszegény állapotok tehettek szükségessé. Mindkét zónaegyüttes regionális, az egész Pannon-medencére kiterjedő előfordulása alapján a planktonközösségekben lejátszódó regionális folyamatokra és a víztestek kommunikációjára lehet következtetni. A palinomorfák falának színe és megtartása a betemetődés során bekövetkező jelentős hőmérsékleti hatásra, valamint az üledékes szerves anyag nagyfokú érettségére utal. Az intenzív diagenetikus átalakulási folyamatokat mind az ásványtani, mind a petrográfiai vizsgálatok megerősítették. A korai diagenezis során bakteriális szulfátredukcióra utaló pirit, majd vasmentes kalcitcement vált ki, amit Fe-dolomit/ankerit továbbnövekedési cement követett. A laza szemcseilleszkedés a mechanikai kompakció alárendelt szerepét jelzi, a vázszemcsék korai mechanikai átrendeződésével, rotációjával párhuzamosan a karbonátos cementáció a rendelkezésre álló pórustérfogatot szinte teljes egészében redukálta (a vizsgált kőzetek makro- és mikroporozitása elhanyagolható). A mély betemetődési diagenezis során elkülönített események a kémiai kompakció (szerves anyagos/pirites nyomási oldódási filmek megjelenése), az agyagásványok illitesedése, dolomithelyettesítés a kalcitcementben, valamint késői pirit megjelenése.

*Tárgyszavak: pannóniai, endemikus, dinociszta, Spiniferites, diagenezis, paragenetikai sorrend*

## Bevezetés

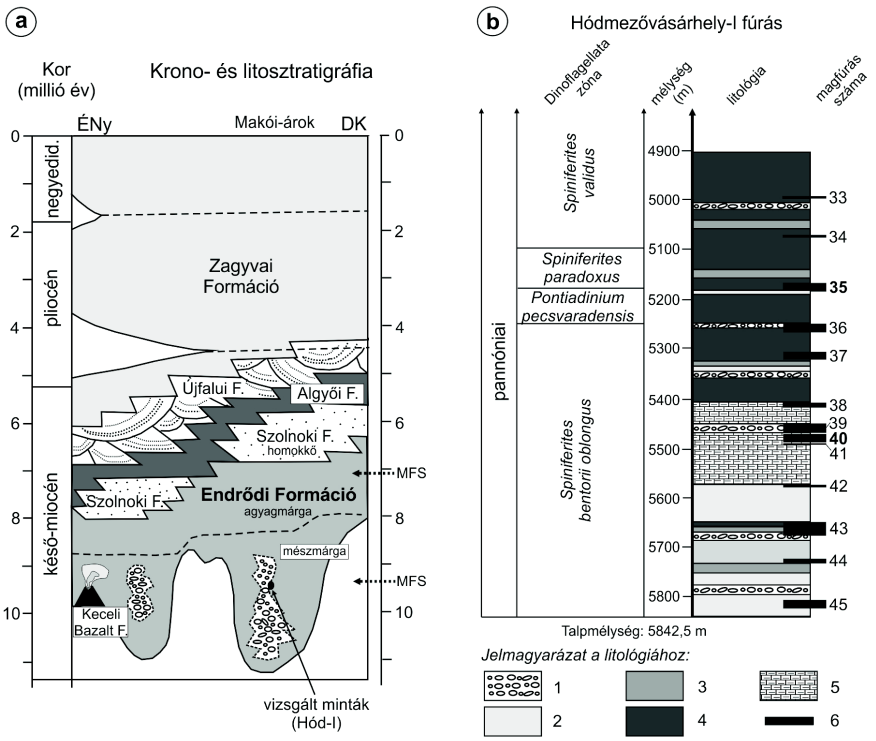
A Makói-árokban (Pannon-medence, Dél-Alföld) mélyült Hódmezővásárhely–I (a továbbiakban Hód–I) fúrás hazánk második legmélyebb fúrása (talpmélység: 5842,5 m; *1. ábra*). Mélységén túl a feltárt rétegsor is különleges: a részletes kutatások bizonyították, hogy a fúrás nem érte el a pannóniai bázisát (SZUROMI-KORECZ et al. 2004), azaz a közel 6 km vastag üledékösszlet felhalmozódása viszonylag rövid időintervallumot fog át (*2. ábra*).

A Pannon-medence feltöltődésével kapcsolatban számos tanulmány született (pl. BÉRCZI & PHILLIPS 1985, BÉRCZI 1988, JUHÁSZ Gy. 1992, 1994, 1998; JUHÁSZ & THAMÓNÉ BOZSÓ 2006, THAMÓNÉ BOZSÓ et al. 2006, MAGYAR 2010, JUHÁSZ Gy. et al. 2013, MAGYAR et al. 2013, SZTANÓ et al. 2013, BADA et al. 2014). Döntően két fő beszállítási irányt feltételeznek a korábbi kutatások: a Pannon-tó részmedencéiben az ÉNy felől érkező folyódelták szerepe emelhető ki a durvaszemcsés törmelékanyag forrásaként, amihez ÉK felől pelitgazdag üledékszállítás




**1. ábra.** Földtani felépítés. a) és b) A vizsgált terület regionális elhelyezkedése (CSONTOS et al. 1992, SCHMID et al. 2008); c) A Makói-árok rétegsora a paleoszállítási iránnyal közel párhuzamos szelvényen SZTANÓ et al. (2013) alapján egyszerűsítve. A jelölt mélyfúrások: Hódmezővásárhely-I (Hód-I), Makó-7 (M-7), Makó-6 (M-6)

***Figure 1.*** *Geological setting. a) and b) Regional position of the studied territory (CSONTOS et al. 1992, SCHMID et al. 2008); c) Cross section parallel to palaeo-transport direction in the Makó Trough simplified after SZTANÓ et al. (2013). Indicated wells: Hódmezővásárhely-I (Hód-I), Makó-7 (M-7), Makó-6 (M-6)*




**2. ábra.** Rétegtani tagolás. a) A Makói-árok és környezetét felépítő kőzetek krono- és litosztratigráfiai tagolása SZTANÓ et al. (2013) alapján egyszerűsítve. b) A Hódmezővásárhely–I fúrás alsó szakaszának rétegsora a magfúrások bejelölésével (vizsgált tartományok: 35. és 40. magfúrás) SZUROMI-KORECZ et al. (2004) alapján egyszerűsítve.

Rövidítések: F. = Formáció; MFS = maximális elöntési felület; Jelmagyarázat a litológiához: 1 = kavicsos üledékek, konglomerátum; 2 = homok, homokkő; 3 = kőzetliszt, aleurolit; 4 = agyagmárga; 5 = mészmárga; 6 = magfúrás

***Figure 2.*** *Stratigraphical subdivision. a) Chrono- and lithostratigraphy of the Makó Trough and adjacent areas simplified after SZTANÓ et al. (2013). b) Lithological column of the well Hódmezővásárhely–I (lower part) simplified after SZUROMI-KORECZ et al. (2004), core sections and sample locations (core 35 and 40) are also indicated*

*Abbreviations: F. = Formation; MFS = Maximum Flooding Surface; Key to lithology: 1 = pebbly deposits, conglomerate; 2 =* sand, *sandstone; 3 = silt, siltstone; 4 = claymarl; 5 = calcareous marl; 6 = core*

társult (JUHÁSZ 1992, JUHÁSZ & THAMÓNÉ BOZSÓ 2006, THAMÓNÉ BOZSÓ et al. 2006). A mély részmedencék közül a Makói-árok két aljzatmagaslat között húzódik (Algyői- és Battonya–Pusztaföldvári-hát), azonban részleteiben nem ismert, hogy ezek kőzetanyaga milyen mértékben járult hozzá az árok feltöltéséhez. Az aljzati hátak szintén fontos szerepet játszanak a kapcsolódó medencék hidrogeológiai és diagenetikus folyamatainak kialakításában (pl. BÉRCZI 1988, MÁTYÁS & MATTER 1997, JUHÁSZ A. 1999, JUHÁSZ A. et al. 2002). Ezekről a folyamatokról azonban a Makói-árok nagy mélységben található pannóniai képződményei tekintetében (Endrődi és Szolnoki Formáció) kevés — és helyenként ellentmondásos — az információnk.

Munkánkban az NKFI (OTKA) K 108375 kutatáshoz — projektcím: Az Algyői-aljzatmagaslat és a környező mélymedencék (Dorozsmai-medence, Makói-árok) integrált diagenezis-történeti és fluidumevolúciós rekonstrukciója) — kapcsolódva a Hód–I fúrás 35. és 40. magfúrási szakaszaiból (5167,0–5183,0 m, illetve 5468,0–5486,0 m) választottuk ki az Endrődi Formáció Tótkomlósi Tagozatába sorolt kőzeteket komplex vizsgálathoz.

A fenti projekt elsődleges célja a preneogén aljzatkőzetek (kristályos képződmények, feltételezett karbon breccsa, triász homokkő, márga és dolomit), valamint azok repedéskitöltő fázisainak kutatása. Ezt egészíti ki a neogén medencekitöltések (Endrődi és Szolnoki Formáció) kőzettani és geokémiai jellemzőinek feltárása (mállási folyamatok, lehordási terület, diagenetikus események) annak érdekében, hogy a területen jellemző víz-kőzet kölcsönhatásokat részleteiben és összefüggéseiben (pl. fluidummigrációs kapcsolatok) egyaránt fel tudjuk tárni.

A komplex szemléletű megközelítés lehetőséget teremt arra, hogy a mélységgel összefüggő diagenetikus eseményeket a víz-kőzet kölcsönhatások és a medence hidrodinamikájának tükrében elemezzük. Ehhez szükségesnek láttuk, hogy a vizsgált kőzetek korát is minél pontosabban megadjuk, ezért munkánkat palinológiai vizsgálattal egészítettük ki, mely a diagenezis-történethez szintén értékes adatokkal járult hozzá (pl. minimális felfűtési hőmérséklet, szárazföldi törmelékbeáramlás mértéke).

## A terület földtani felépítése

A Kárpátok, a Dinaridák és a Nyugati-Alpok által körülölelt Pannon-medencében a neogén során elnyúlt árkok és kiemelt hátak mozaikja alakult ki. Az üledékgyűjtőt kitöltő összletet a rétegtan az Endrődi, a Szolnoki, az Algyői, az Újfalui és a Zagyvai Formációba sorolja (JUHÁSZ Gy. 1998). A kiterjedt kutatások eredményeként (JUHÁSZ Gy. 1992, 1994, 1998; MAGYAR 2010, JUHÁSZ Gy. et al. 2013, MAGYAR et al. 2013, SZTANÓ et al. 2013, 2015; BADA et al. 2014 és az általuk hivatkozott irodalmak) nyilvánvalóvá vált, hogy a lerakódó üledék minőségét a pelágikus karbonát és a szárazföldi eredetű hordalék egymáshoz viszonyított aránya, illetve a terrigén anyag szemcsemérete határozta meg. Ennek megfelelően a behordástól távoli, vagy a környezetéből kiemelt területeken, ahová nem, vagy legfeljebb szuszpenzióban érkezett szárazföldi eredetű üledék, mészkő vagy mészmárga képződött (Endrődi Formáció Tótkomlósi Tagozata). A lebegtetve szállított szárazföldi hordalék arányának növekedése az üledékben márga, majd agyagmárga képződéséhez vezetett. Ahogy a medence feltöltődése előrehaladt, és a folyótorkolatok egyre közelebb kerültek az adott területhez, a rétegsorban a kőzetlisztes és finomhomokos, vékonypados turbiditek jelenhettek meg. A részmedencék központi, legmélyebb zónáiban finomhomokos turbiditek képződése szakította meg a lebegtetett üledék háttér-szedi-

mentációját (Szolnoki Formáció). A fenti szerzők alapján szedimentológiai szempontból a főleg agyagból és kőzetlisztből felépülő lejtőüledékeket Algyői Formációként különítjük el, míg a delta környezet változatos üledékeit összefoglalóan Újfalui Formációnak, a már tisztán folyóvízi rétegeket pedig Zagyvai Formációnak nevezzük.

A Makói-árok — a neogén Pannon-medence egyik legfiatalabb részmedencéje — felnyílása és süllyedése nagy valószínűséggel az Algyői-aljzatmagaslat, mint metamorf magkomplexum kiemelkedéséhez kapcsolódott (TARI et al. 1999, MATENCO & RADIVOJEVIĆ 2012, BADA et al. 2014). Az erősen differenciált morfológiájú aljzaton brakkvízi üledékképződési környezetben indult meg a tanulmányunkban tárgyalt Endrődi Formáció kőzetanyagának felhalmozódása (JUHÁSZ Gy. 1998, SZTANÓ et al. 2013). A viszonylag nagy szerves anyag tartalmú, kevert karbonátos–sziliciklasztos üledék felhalmozódását időszakosan a környező aljzatmagaslatokról induló gravitációs tömegmozgások durvább szemcseméretű törmelékanyaga szakította meg, ami homokkő- és konglomerátumbetelepüléseket tartalmazó mészmárga-rétegsor kialakulását eredményezte (BÉRCZI 1988, SZTANÓ et al. 2013).

## Mintagyűjtés, vizsgálati módszerek

A jelen tanulmányban közölt eredmények az SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszéke és a MOL NyRT. közötti K+F projekt (projektcím: A Hód–I. sz. fúrás mintáinak komplex kőzettani értelmezése diffúziós mérések értelmezése céljából, 2013) részeredményeire épülnek. A mintagyűjtés során elsődleges szempont volt, hogy a Hód–I fúrás kiválasztott két mélységtartománya (35. és 40. magfúrási szakasz; 5167,0–5183,0 m, illetve 5468,0–5486,0 m) párhuzamosítható legyen a közeli Makó–7 fúrás (talpmélység: 6054 m) magfúrási szakaszaival, így a vizsgálatok során nyert információk felhasználhatók a lokális, illetve az erre épülő medence-léptékű korrelációkban. Tanulmányunkban valamennyi minta jelölése megegyezik a minták eredeti, a szolnoki magraktárban a MOL munkatársai által alkalmazott megjelölésével.

A K+F projekt keretein belül nyert ásvány- és kőzettani alapadatokat egészítettük ki az OTKA kutatáshoz kapcsolódva palinológiai és diagenezis-történeti megfigyelésekkel. Munkánkban a kiválasztott minták ásványtani és kőzettani összetételét, valamint szöveti jellemzőit használtuk fel a képződmény őskörnyezeti viszonyainak (lehordási terület, pórusvíz-összetétel) és jellemző diagenetikus folyamatainak felvázolására. Ehhez a kiegészítő palinológiai vizsgálat szolgáltatta a biosztratigráfiai hátteret, és hozzájárult az őskörnyezeti viszonyok (pl. minimális felfűtési hőmérséklet, szárazföldi törmelékbeáramlás mértéke) jellemzéséhez. A Hód–I fúrás Endrődi Formációba sorolt mintáiból (*I. táblázat*) az ásványos összetétel, a kőzettani jellemzés és a szöveti dokumentáció érdekében röntgen-pordiffrakciós (XRD), polarizációs mikroszkópos és pásztázó elektronmikroszkópos (SEM) vizsgálatokat végeztünk, majd ezek eredményeit integráltuk.

Valamennyi mintából egy-egy kék műgyantával vákuumimpregnált, polírozott vékonycsiszolatot készítettünk. Ugyanezen vékonycsiszolatokat Na-alizarin-szulfonát és káliumhexaciano-ferrát színezőanyagok felhasználásával festettük (DICKSON 1966). E festési eljárás alkalmazásával elkülöníthetővé váltak a vastartalmú (Fe-kalcit: bíbor; Fe-dolomit, ankerit: kék), illetve vasmentes (kalcit: rózsaszín/piros; dolomit: színtelen) karbonátok.

**I. táblázat.** A Hódmezővásárhely-I fúrás Endrődi Formációba sorolt szakaszából kiválasztott minták (35. és 40. magfúrási szakasz: 5167,0–5183,0 m, illetve 5468,0–5486,0 m) rövid makroszkópos jellemzése az alkalmazott vizsgálati módszerek feltüntetésével

***Table I.*** *Short macroscopic description of the selected samples from the Endrőd Formation, well Hódmezővásárhely-I (core 35, 5167.0–5183.0m; core 40, 5468.0–5486.0 m). Methodology related to this study is also indicated*

| Minta | Makroszkópos jellemzés | Vizsgálati módszerek |
|---|---|---|
| 35/4 | Sötétszürke, lemezes, szórtan csillámos márga (agyagmárga) finom–aprószemcsés homokkő betelepüléssel | Petrográfia, XRD, SEM, Palinológia |
| 35/7 | Sötétszürke, lemezes, szórtan csillámos márga | Petrográfia, Palinológia |
| 35/10 | Sötétszürke, lemezes, szórtan csillámos márga homokkő betelepüléssel | Petrográfia, SEM |
| 35/13 | Sötétszürke, gyengén lemezes, szórtan csillámos márga | Petrográfia, Palinológia |
| 35/18 | Sötétszürke, gyengén lemezes márga | Petrográfia, XRD, SEM, Palinológia |
| 35/21 | Sötétszürke, gyengén lemezes, szórtan csillámos márga | Petrográfia |
| 35/24 | Sötétszürke, lemezes, szórtan csillámos márga homokkőlencsékkel | Petrográfia, Palinológia |
| 35/27 | Sötétszürke, gyengén lemezes, szórtan csillámos márga | Petrográfia |
| 35/30 | Sötétszürke, gyengén lemezes, szórtan csillámos márga keresztlemezes homokkő betelepüléssel | Petrográfia, SEM |
| 40/9 | Világos- és sötétszürke színű, finomhomok és márga lemezek váltakozásából épül fel. Keresztlemezes, áramlási fodrok, terhelési szerkezetek (lángszerkezet) jellemzőek. A rétegek vastagsága 3–4 cm és 2–5 mm között változik. Csillámtartalma jelentős | Petrográfia, XRD, SEM |
| 40/19 | Sötétszürke, lemezes, szórtan csillámos márga (agyagmárga) | Petrográfia, Palinológia |

Az XRD vizsgálatkor az előzőleg achátmozsárral őrölt, makroszkóposan homogén mintákból 0,2–0,2 grammot kimértünk, majd kézi achátmozsárban porítottunk a ~10 μm-es szemcsenagyság elérése érdekében. A kapott porpreparátumokat normál hátterű standard üveg mintatartón mértük Rigaku Ultima IV készülékkel (sugárforrás: $CuK_{\alpha}$, monokromátor: hajlított grafit egykristály). A <2 μm-es szemcseméretű frakció (a továbbiakban agyagfrakció) orientált preparátumainak elkülönítéséhez desztillált vizes szuszpenzió készült, majd ultrahangos deflokkulációt és ülepítést követően a szuszpenzió pipettával került fel normál hátterű standard üveg mintatartókra, ahol a beszárítás szobahőmérsékleten, közel állandó páratartalom mellett történt. A légszáraz, orientált preparátumok etilén-glikolos kezelését 60 °C-on, 16 órán keresztül végeztük. A klorit elkülönítése, illetve az esetleges klorit/duzzadó fázis közberétegzés kimutatása céljából 350 és 550 °C-on, 1 óra hőntartással kezeltük az előzőleg etilén-glikollal szolvatált mintákat.

A teljes minták minőségi kiértékelése a Rigaku PDXL 1.8 szoftvercsomag ICDD (PDF2010) adatbázisa alapján, a félmennyiségi kiértékelés pedig RIR (Reference Intensity Ratio) módszerrel történt. Az agyagfrakció félmennyiségi kiértékelését Rischák & Viczián (1974) korrekciós faktorainak, valamint az illit±muszkovit 002 (~17,7°2 Θ), a klorit és a 7 Å-ös fázis 004 csúcsa (~25°2Θ), etilén-glikolos kezelést követő felvételen számított integrált területeinek felhasználásával végeztük, hogy elkerüljük a <12°2 Θ tartományban jelentkező, instrumentális intenzitásvesztésből fakadó problémákat. A ~25°2 Θ-nál található eredő reflexió integrált területét felosztottuk a kandit és a klorit csúcs magasságának arányában.

Az agyagásványok (rétegszilikátok) pontosításához, illetve a minták diagenezis-történetének felvázolásához SEM vizsgálatokat végeztünk a minták friss törési felületein, illetve a polírozott vékonycsiszolatokon. Az elektronmikroszkópos vizsgálatok Hitachi S-4700 téremissziós elektronmikroszkópon készültek, másodlagos- (szekunder, SE), visszaszórt- (BSE) és energiadiszperzív (EDS) detektorok alkalmazásával.

A kiválasztott minták palinológiai célú feltárása a Comenius Egyetem (Pozsony, Szlovákia) pollenlaborjában készült standard palinológiai feltárási módszerek alkalmazásával (Wood et al. 1996). A kőzetet először apróbb darabokra törtük, majd mintánként 20 g anyaggal folytatódott a feltárás. Első lépésben tömény sósav hozzáadásával eltávolítottuk a karbonátfrakciót. A reakció lezajlása után a mintákat pH semlegesre mostuk, centrifugáztuk, majd tömény HF hozzáadásával megkezdtük a szilikátfrakció eltávolítását. A mintákat a HF-ban egy napig állni hagytuk, majd ismét neutrálisra mostuk és centrifugáztuk. Ezután újabb sósavas kezelés következett, melyet azonban már nem semlegesítettünk. A még meglévő ásványszemcsék (pl. pirit) és a szerves frakció tömeg szerinti szétválasztása érdekében a felesleges sósav leöntése után $ZnCl_2$-ot adtunk a mintákhoz. Egy napig tartó $ZnCl_2$-os kezelést követően a kémcső felső részében maradó szerves anyagot egy pipetta segítségével áthelyeztük egy másik kémcsőbe, amelyben tisztára mostuk. A palinológiai vizsgálathoz üveglemezre cseppentettük a szerves maradékot, majd Kaiser glicerin zselé (víz, glicerin, zselatin keveréke) hozzáadása után fedőlemezzel fedtük az egyes preparátumokat. A maradék szerves anyag szintén Kaiser zselében került tárolásra. A mikroszkópi vizsgálatok Zeiss Axioscope mikroszkóppal, a fotók 5MP kamerával készültek a Comenius Egyetemen. A palinomorfák mennyiségi eloszlását bemutató diagram Tilia/TiliaGraph programmal készült (Grimm 1991–2001).

## Az ásvány- és kőzettani vizsgálatok eredménye

### *Ásványos összetétel (XRD)*

Munkánk során három reprezentatív minta teljes kőzetből meghatározott, minőségi és félmennyiségi összetételi adatait, valamint azok agyagfrakciójának összetételi adatait határoztuk meg (*II. táblázat*).

Minden mintában a kvarc, a 10 Å-ös fázis (valószínűleg jól rendezett $2M_1$ muszkovit) és a kalcit a domináns alkotók. Járulékos elegyrészként albithoz közeli összetételű plagiok-

**II. táblázat.** A röntgen-pordiffrakciós (XRD) ásványtani analízis eredménye

***TableII.*** *Result of the mineralogical analysis using X-ray powder diffraction (XRD)*

| Teljes kőzetből meghatározott összetétel (XRD) | | |
|---|---|---|
| Minta | Lényeges elegyrészek | Járulékos elegyrészek |
| 35/4 | 10A (~40%), cal (~20–30%), q (~10–20%) | chl (~5–10%), dol (ny), pyr (ny), ab (ny) |
| 35/18 | 10A (~30–40%), cal (~30–40%), q (~10–15%) | chl (~5–10%), dol (ny), pyr (ny), sm? (ny), ML? (ny) |
| 40/9 | 10A (~30–40%), q (~20–30%), cal (~20–30%) | ab (~5%), chl (~5%), dol (ny), pyr (ny), sm? (ny) |
| Az agyagfrakció összetételi adatai (<2 μm) | | |
| Minta | Rétegszilikátok | Nem rétegszilikátok |
| 35/4 | chl (~60%), 10A (~40%), ML (?) | q (ny), ab (ny), pyr (ny) |
| 35/18 | 10A (~75%), chl (~25%), ML (?) | q (ny), ab (ny), dol (ny), pyr (ny) |
| 40/9 | 10A (~60%), chl (~40%), ML (ny) | q (ny), ab (ny), dol (ny), pyr (ny) |

Rövidítések: q: kvarc; 10 A: 10 Å-ös fázis (illit±muszkovit±biotit); chl: klorit; sm: szmektit; ML: kevert-szerkezetű fázis (illit/szmektit vagy illit/vermikulit); cal: kalcit; dol: dolomit; ab: albit; pyr: pirit; ny: nyomnyi mennyiség; ?: bizonytalan meghatározás

*Abbreviations: q: quartz; 10 A: 10 Å phase (illite±muscovite±biotite); chl: chlorite; sm: smectite; ML: mixed-layer phase (illite/smectite or illite/vermiculite); cal: calcite; dol: dolomite; ab: albite; pyr: pyrite; ny: trace amount; ?: ambiguous determination*

lász földpát, klorit, dolomit, valamint pirit biztonsággal azonosítható volt. A mintákban található kalcit minden esetben kis Mg-tartalmú; a 100-as intenzitású 104 csúcs 29,44–29,46°2 Θ pozíciója maximum 3–5% magnézium beépülésére utal. Minden mintában azonosítható dolomit is, ami a 35/18 és a 40/9 mintákban a dolomit és az ankerit közötti átmeneti összetételt mutat ($I_{104}$=30,86–30,87°2 Θ). Figyelemre méltó, hogy a 35/4 minta esetében a kettős csúcsú jelalak a vasas és a vasmentes dolomit együttes jelenlétét sugallja.

A 40/9 (és kevésbé kifejezetten a többi) mintában a ~14 Å-ös reflexió kis szögértéknél (~6°2 Θ-nál) jelentkező válla bizonytalanul kis mennyiségű szmektit jelenlétét valószínűsíti. Duzzadóképes kevert szerkezetű fázisra (illit/szmektitre vagy illit/vermikulitra) utal a 35/18 mintában a ~10 Å-ös reflexió kis szögértékű oldalán (~7,8–8,5°2 Θ-nál) jelentkező diffúz váll.

A minták szeparált agyagfrakciójában a 10 Å-ös (illit± muszkovit) fázis és a klorit az uralkodó elegyrész; mennyiségi viszonyaik szeszélyesen változnak, bár többnyire az előbbi dominál. Kivételt képez a 35/4 minta, amelyben a klorit valamelyest nagyobb mennyiségben fordul elő. Lényegesen kevesebb kevert szerkezetű, duzzadóképes fázis alkotja még a preparátumokat. Minden minta agyagfrakciója tartalmaz járulékos elegyrészként kvarcot, albitot, piritet, továbbá a 35/18 és a 40/9 minta dolomitot.

### *A petrográfiai vizsgálatok eredménye*

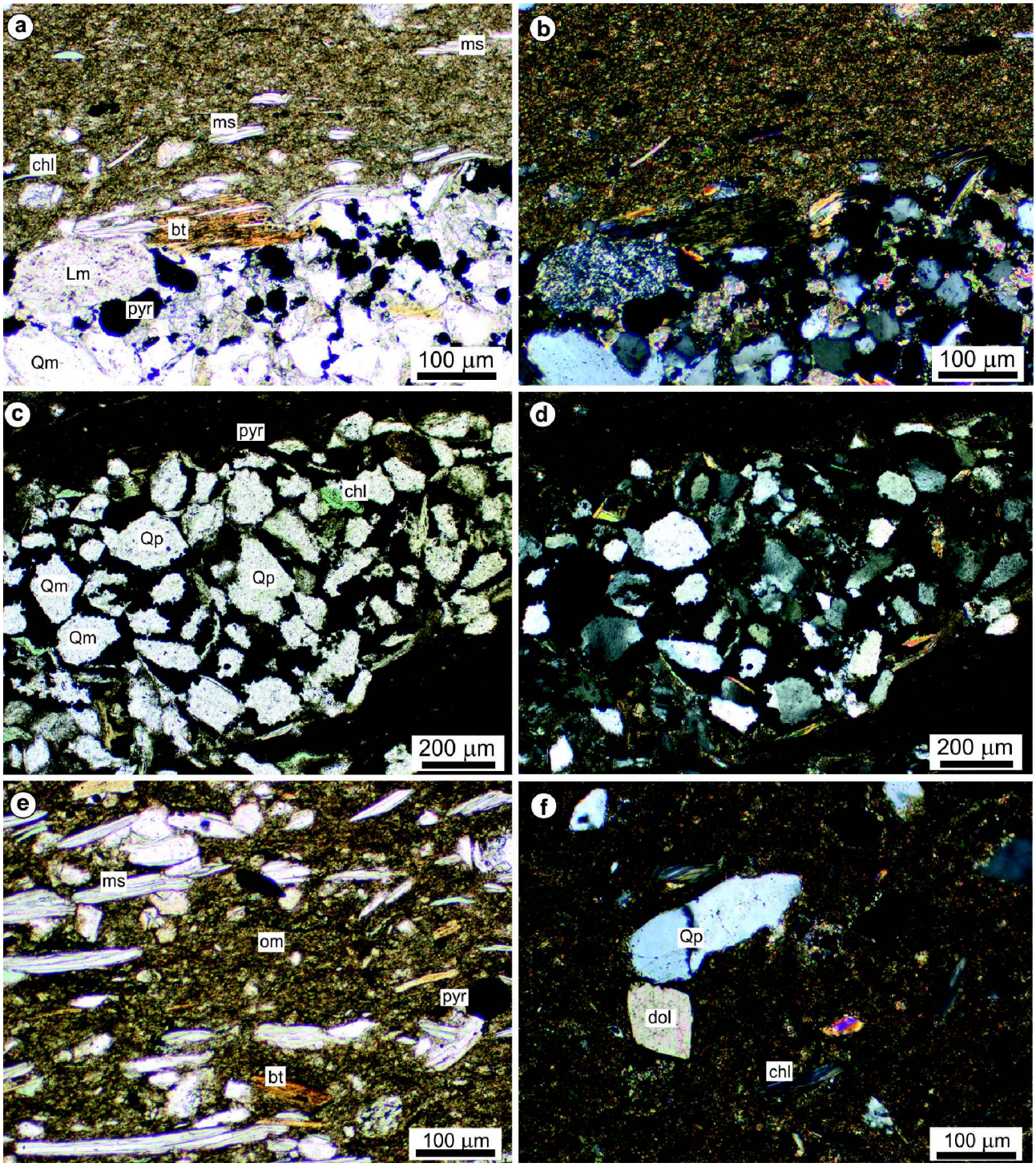
Az Endrődi Formáció finomszemcsés kifejlődésének kőzettani összetétele nagyon hasonló a vizsgált két magfúrási szakasz mintáiban. Az uralkodóan sötétszürke márga- és agyagmárga minták többnyire homogének, változó mértékben kifejlődött lemezességgel. Világosszürke, párhuzamos vagy keresztlemezes homokkő vékony betelepülések formájában néhány mintában figyelhető meg (40/9; 35/30; 35/10; 35/4). A vizsgált kőzetekre általánosan jellemző, hogy azok elválási felületein homok–kőzetliszt méretű csillámlemezek dúsulnak.

A vékonycsiszolatok mikroszkópi vizsgálata alapján a kevert sziliciklasztos–karbonátos minták általános jellemzője, hogy mikrites–mikropátos kalcitból, agyagásványokból és kőzetliszt–homok méretű, szögletes törmelékszemcsékből (monokristályos és polikristályos kvarc, muszkovit, biotit, klorit; karbonáttörmelék, metamorf kőzettörmelék) állnak (*3.* és *4. ábra*). Törmelékes eredetű kalcit- és dolomittöredékek egyaránt előfordulnak. Kis mennyiségben ívelt lapokkal határolt, rombuszmetszetű dolomit figyelhető meg (*3. ábra*, *f*). Akcesszóriaként rutil, turmalin és cirkon fordul elő. A törmelékszemcsék elrendeződése nagyon gyakran irányított, a lemezességet követi. A rétegszilikátok (csillámok, klorit) mechanikai deformációja alárendelt (*3. ábra*, *e*; *I. tábla*, *a*). A finomszemcsés mátrixban különböző megtartású, pirittel és/vagy kalcitpát cementtel kitöltött ősmaradványok vagy ősmaradvány-töredékek (foraminifera, ostracoda, vörös alga?, echinoidea tüske) azonosíthatók (*4. ábra*, *d–f*; *I. tábla*, *a–d*). Szórtan framboidális pirithalmazok, valamint szervesanyag-töredékek jellemzőek (*3. ábra*, *a–e*; *4. ábra*, *b*, *e* és *f*; *II.* és *III. tábla*, *a–d*). A szemcsék közötti agyagásványos mátrix a morfológiai bélyegek alapján uralkodóan illit, illetve illitgazdag kevert szerkezetű fázis (*III. tábla, e* és *f*), amit alátámaszt az XRD vizsgálat eredménye.

A homokkőlemezekben és homokkőlencsékben a sziliciklasztos szemcsék (különösen a szögletes kvarc és a sajátalakú csillámok) dúsulása figyelhető meg a mátrix rovására (*3. ábra*, *a–d*; *4. ábra*, *c*; *I. tábla*, *b–g*). A szemcseméret növekedésével ezek mellett törmelékes plagioklász, valamint üledékes (mészkő, dolomit) és metamorf kőzettörmelék-szemcsék figyelhetők meg. A homokkő vázalkotó szemcséi többnyire lazán rendeződve, pontszerűen érintkeznek, továbbá vonalmenti szemcseilleszkedések jelennek meg (*4. ábra*, *c*; *I. tábla*, *b* és *g*). A nem plasztikus, rideg szemcsék között nem jellemző a konkáv–konvex, illetve a szutúrás illeszkedés. A rétegszilikátok a rideg kvarcszemcsékkel érintkezve helyenként meghajoltak, rugalmasan deformálódtak, alárendelten kinkes deformációt szenvedtek (*III. tábla*, *a*). A 40/9 mintában tömegesek a különböző megtartási állapotú ostracoda vázelemek: kalcit anyagú (helyenként perforált), deformálatlan, illetve törött félteknők; pirittel helyettesített félteknők; továbbá pátos kalcittal cementált, ép teljes ostracodavázak (*I. tábla*, *c* és *d*), vagy részlegesen cementált, kompaktált, törött teljes vázak egyaránt megfigyelhetők a lemezekben.

Mind a lemezes márgamintákban, mind azok vékony homokkő betelepüléseiben cementként legnagyobb arányban karbonát vált ki. Az uralkodó karbonátcement a mátrixgazdag mintákban egyértelműen lilára és kékre festődő, azaz Fe-tartalmú (*4. ábra*, *c*), a mátrixszegény homokkő-betelepülések vázalkotó szemcséi között azonban a festést követően rózsaszín a pátos cement, ami vasmentes kalcitra utal (*I. tábla*, *c*, *d*, *f* és *g*). Ez utóbbi megjelenésekor a kalcitpáttal érintkező kvarcszemcsék helyenként parányi kiszögelléseket, illetve szokatlan beöblösödéseket tartalmaznak, ami a kvarc vázszemcsék szállítást és leülepedést követő korrózióját jelzi, azaz részleges kalcit szemcsehelyettesítést sugall (*I. tábla*, *f–h*). A SEM vizsgálatok a mátrixgazdag mintákban a törmelékes dolomitszemcsék autigén továbbnövekedésére, Fe-tartalmú dolomit/ankerit szegélycement megjelenésére mutattak rá (*III. tábla, 5–6. ábra*). Ettől eltérően a 40. magfúrás homokkőmintájában (és a kapcsolódó, jelen tanulmányban nem részletezett konglomerátumban) a metamorf és a dolomit kőzettörmelék szemcséi felületén, illetve izoláltan a kalcitpát cementben olyan romboéderes dolomitkristályok figyelhetők meg, amelyek a festést követően színtelenek maradtak, azaz vasmentesek (*I. tábla*, *f* és *h*).

Valamennyi vizsgált mintában további cementként és szemcsehelyettesítésként pirit jelenik meg, ez részben — a kalcitcementet megelőzve — gömbszerű, framboidális halmazokat alkot, részben sajátalakú pirit figyelhető meg (*3–4. ábra, III. tábla*). Az elektronmikroszkópos megfigyelések alapján ez utóbbi piritcement jellegzetessége, hogy a piritkristályok hexaéderes morfológiájúak, gyakran kvarczárványokat tartalmaznak, a vázalkotó szemcséket (csillám, kvarc) részlegesen helyettesítik (*II. tábla*).

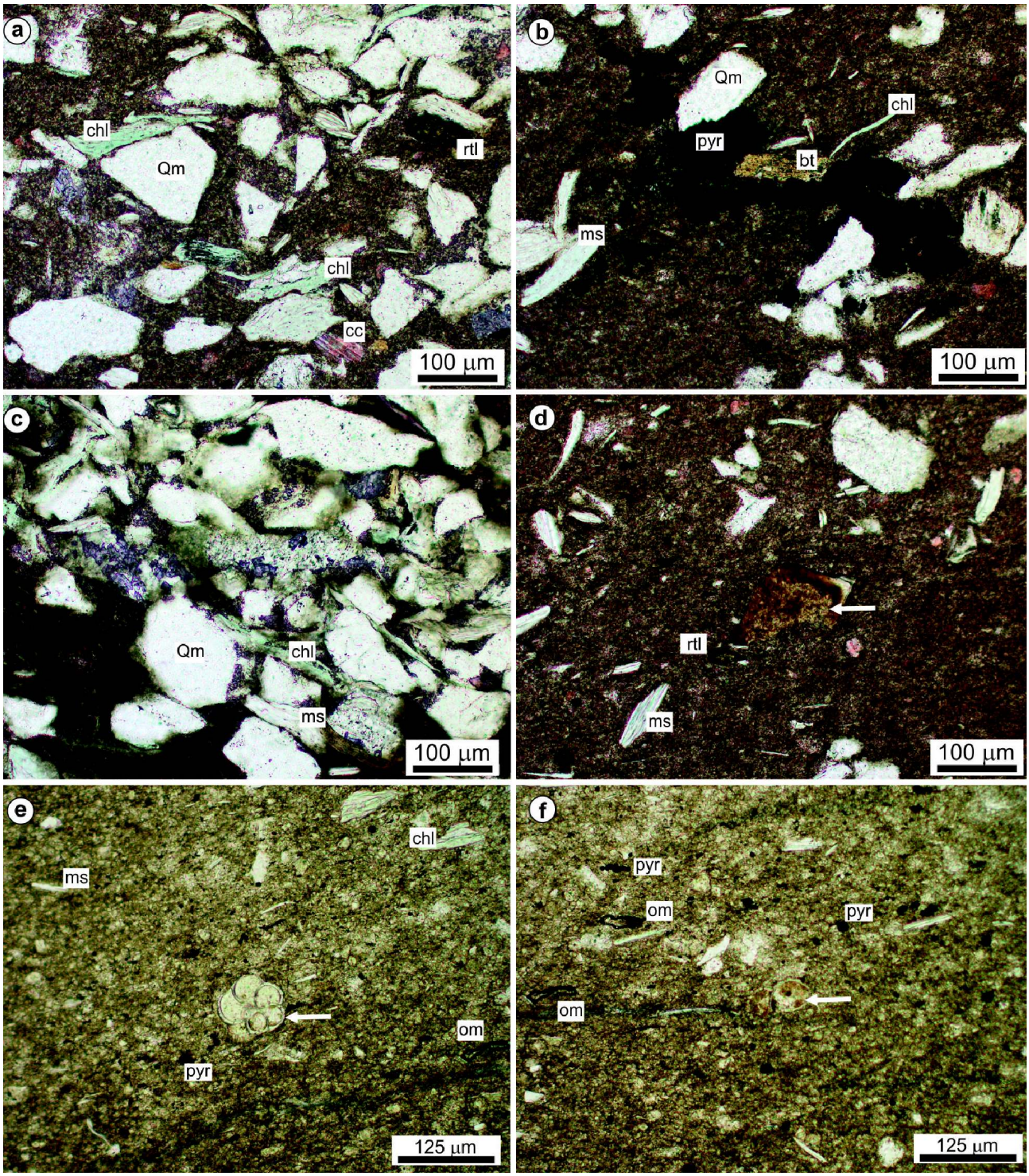



**3. ábra.** A Hódmezővásárhely–I fúrás 35. magfúrási szakaszát (5167,0–5183,0 m) képviselő márgaminták ásványos összetétele és szöveti jellemzői. a) és b) A csillámokat tartalmazó márga és a homokkő-betelepülés határa (35/4 minta; 1N és +N). A homokkőben a framboidális pirithalmazok dúsulása figyelhető meg; c) és d) Cementként és helyettesítésként megjelenő framboidális pirithalmazok a sziliciklasztos vázalkotó szemcsék között (35/24 minta; 1N és +N); e) és f) Szórtan elhelyezkedő törmelékes kvarcszemcsék, illetve csillámok a márgában (35/10 minta; 1N; 35/4 minta; +N)

Jelmagyarázat: Qm = monokristályos kvarc; Qp = polikristályos kvarc; Lm = metamorf kőzettörmelék; ms = muszkovit; bt = biotit; chl = klorit; pyr = pirit; om = szerves anyag; dol = dolomit

***Figure 3.*** *Mineralogical and textural features of the studied marl samples derived from core 35 (Hódmezővásárhely–I, 5167.0–5183.0 m). a) and b) Mica-bearing marl with sandstone intercalation (sample 35/4; parallel and crossed nicols). Note enrichment of framboidal pyrites in the sandstone; c) and d) Pyrite as pervasive cement and replacive phase (sample 35/24; parallel and crossed nicols); e) and f) Detrital quartz grains and mica flakes in the marl samples (sample 35/10, parallel nicols; sample 35/4, crossed nicols)*

*Abbreviation: Qm = monocrystalline quartz; Qp = polycrystalline quartz; Lm = metamorphic rock fragment; ms = muscovite; bt = biotite; chl = chlorite; pyr = pyrite; om = organic matter; dol = dolomite*

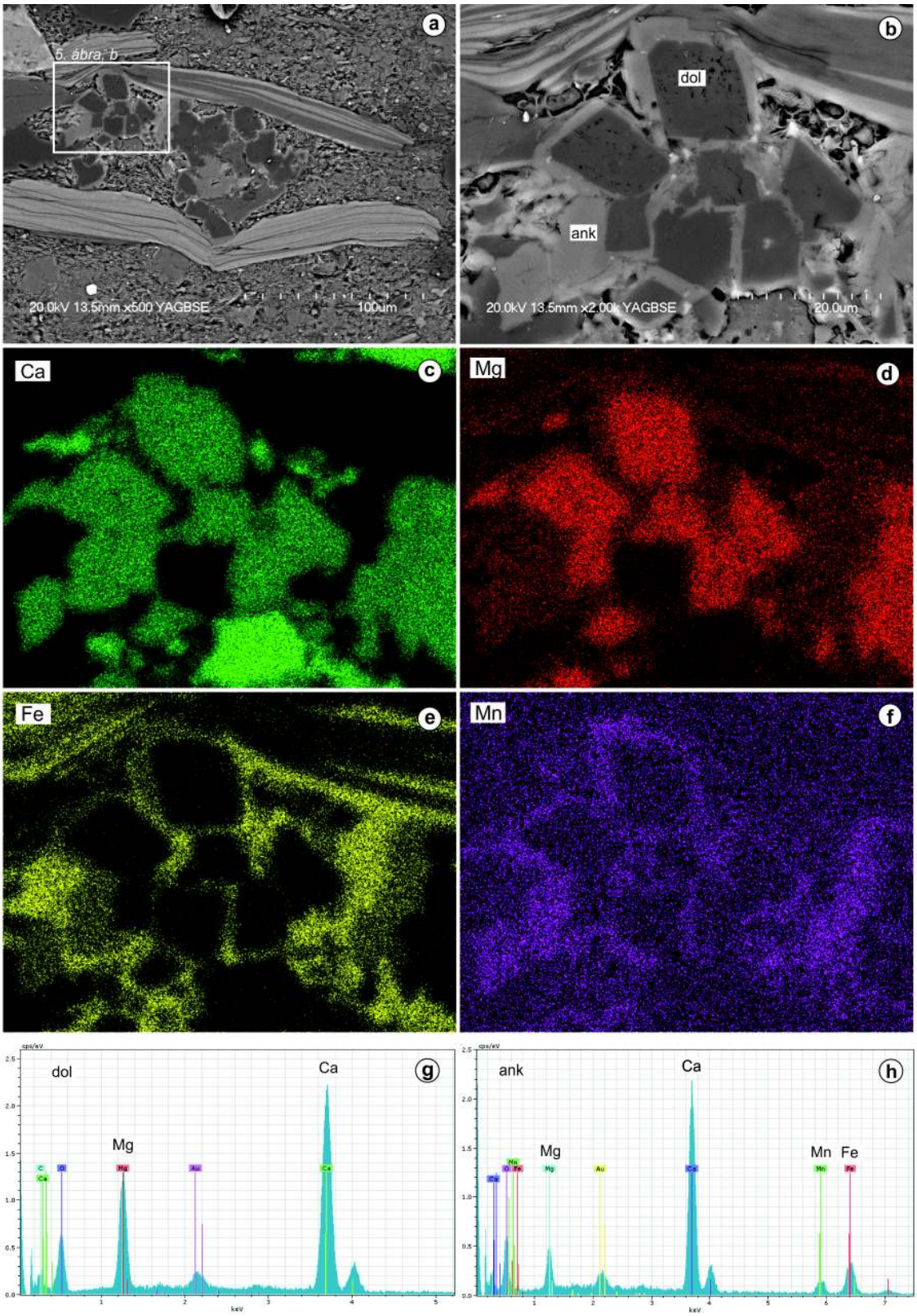



**4. ábra.** A Hódmezővásárhely–I fúrás 35. magfúrási szakaszát (5167,0–5183,0 m) képviselő márgaminták ásványos összetétele és szöveti jellemzői. a) és b) Kőzetliszt–finomszemcsés homok méretű törmelékes szemcséket tartalmazó márga. Mikrites kalcitban (rózsaszín) különböző Fe-tartalmú (kékeslila) karbonátfázisok, továbbá framboidális pirithalmazok (35/13 minta; 1N, festett vékonycsiszolat); c) Fe-tartalmú karbonátcement (lila) a vázalkotó kvarc és rétegszilikát szemcsék között (35/24 minta; 1N, festett vékonycsiszolat); d) Bentosz foraminifera-töredék (nyíl) és akcesszórikus rutil (35/13 minta; 1N, festett vékonycsiszolat); e) és f) Kalcitpát cementtel kitöltött plankton foraminiferaváz (nyíl), kőzetliszt méretű sziliciklaszt szemcsék, pirithalmazok, valamint szervesanyag-töredékek a márgamintában (35/18 minta; 1N)

Jelmagyarázat: Qm = monokristályos kvarc; cc = kalcitpát kristálytöredék; ms = muszkovit; bt = biotit; chl = klorit; pyr = pirit; om = szerves anyag; rtl = rutil

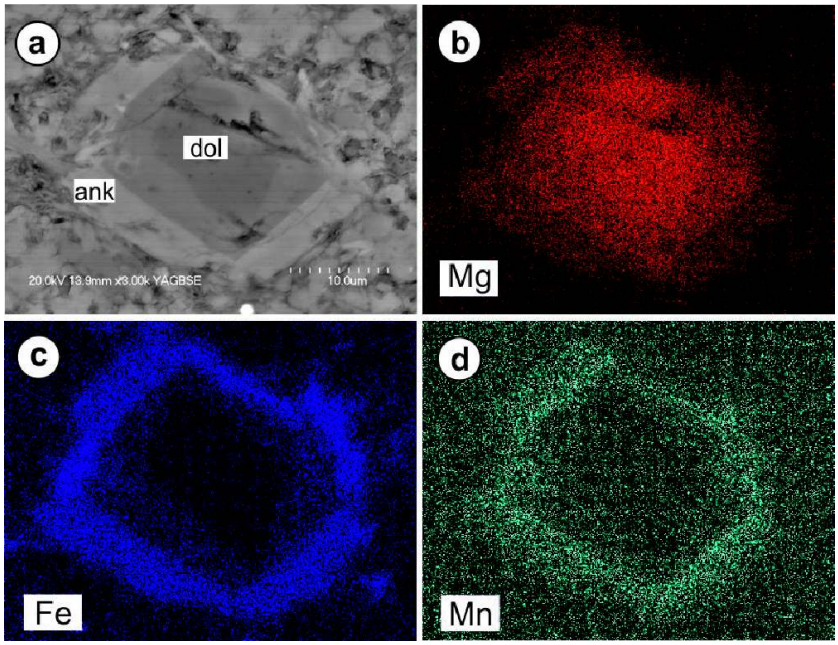
***Figure 4.*** *Mineralogical and textural features of the studied marl samples derived from core 35 (Hódmezővásárhely–I, 5167.0–5183.0 m). a) and b) Silt- to sand-sized detrital grains in a marl sample (sample 35/13; parallel nicols, stained thin section). Fe-rich carbonates (lilac) and framboidal pyrites in micritic calcite (pink); c) Fe-bearing calcite cement (lilac) among the quartz and phyllosilicate framework grains (sample 35/24; parallel nicols, stained thin section); d) Benthic foraminifera fragment (arrow) and rutile as accessory mineral (sample 35/13; parallel nicols, stained thin section); e) and f) Planktonic foraminifera filled with calcite spar cement (arrow), silt-sized detrital grains, framboidal pyrites and organic matter fragments in a marl sample (sample 35/18; parallel nicols)*

*Abbreviation: Qm = monocrystalline quartz; cc = calcite spar crystal fragment; ms = muscovite; bt = biotite; chl = chlorite; pyr = pyrite; om = organic matter; rtl = rutile*




**5. ábra.** A 35/10 minta (Hódmezővásárhely–I fúrás, 5167,0–5183,0 m) karbonátfázisának kémiai összetételi jellemzői elektronmikroszkópi vizsgálatok alapján. a) Romboéderes kristályokból álló dolomithalmazok Fe-dolomit/ankerit továbbnövekedéssel (visszaszórt elektronkép, SEM/BSE); b–f) Dolomitkristályok (dol) körüli ankerit (ank) továbbnövekedés (visszaszórt elektronkép, SEM/BSE, illetve SEM/EDS elemtérképek); g) és h) A dolomitkristályok (dol) és ankerit (ank) továbbnövekedésük SEM/EDS energiadiszperzív spektruma (energia–beütésszám)

***Figure 5.*** *Qualitative chemical composition of the carbonate phases from the sample 35/10 (core Hódmezővásárhely–I, 5167.0–5183.0 m) using scanning electron microscopy (SEM). a) Euhedral-subhedral dolomite crystals with Fe-dolomite/ankerite overgrowth (BSE image); b–h) Ankerite (ank) overgrowth around dolomite (dol) crystals (BSE image and EDS elemental maps with EDS spectra)*




**6. ábra.** A 35/18 minta (Hódmezővásárhely-I fúrás, 5167,0-5183,0 m) karbonátfázisának kémiai összetételi jellemzői elektronmikroszkópi vizsgálatok alapján. a) Dolomittöredék (dol) autigén Fe-dolomit, majd ankerit (ank) továbbnövekedési zónákkal (visszaszórt elektronkép, SEM/BSE); b-d) Jellemző SEM/EDS elemeloszlási térképek a karbonátkristályban

***Figure 6.*** *Qualitative chemical composition of the carbonate phases from the sample 35/18 (core Hódmezővásárhely-I, 5167.0-5183.0 m) using scanning electron microscopy (SEM). a) Dolomite fragment (dol) with zones of Fe-dolomite and ankerite (ank) overgrowth (BSE image); b-d) EDS elemental maps of the carbonate crystal*

A 35. és a 40. magfúrásból származó mintákban sem számottevő makroporozitás, sem mikroporozitás nem jellemző. A finomszemcsés kőzetekben horizontális hajszálrepedések jelenhetnek meg, ezek azonban nagy valószínűséggel utólagos, dekompressziós eredetűek.

## A palinológiai vizsgálat eredménye és értelmezése

A kőzettani vizsgálatot követően palinológiai feltárás azokból a homogén márgamintákból készült, amelyek nem tartalmaztak homokkő-betelepüléseket. Valamennyi kiválasztott minta tartalmazott palinomorfákat, a 35. magfúrási szakasz mintái különösen gazdagok voltak palinomorfákban, a 40. magfúrás 7. magszakaszának (4,1 m mészmárga) mintája kevésbé. Az elkülönített 28 taxonból négy szárazföldi palinomorfa, a többi dinoflagellata (*7.* és *8. ábra*).

### *A palinomorfák megtartási állapota*

Az egyes palinomorfák megtartása egyveretű: a fal anyaga sötétbarna vagy opak fekete; a fal díszítettsége, felszíni bélyegei, valamint a dinoflagellaták tabulációja nem őrződött meg, ellenben az egyes formák körvonala és a dinoflagellaták függelékei épen maradtak. A fal színe és megtartása nagy hőmérsékleti hatásra és a szerves anyag nagyfokú érettségére utal (*8. ábra*). A palinomorfák falának színe az érettséggel párhuzamosan változik a sárgászöld–narancssárgától a sötétbarnán át a feketéig. Ez a folyamat progresszív és irreverzibilis, minél érettebb a szerves anyag, annál sötétebb lesz a színe (YULE et al. 1999). A fal színe alapján a szerves anyag érettsége BATTEN (1996) színskáláján (TAS/Thermal Alteration Scale) az 5–7 érték közé esik. A TAS skála értéke 1 és 7 között változik, így ez nagymértékű átalakulásnak felel meg. STAPLIN (1969) TAI (Thermal Alteration Index) skáláján 3,7–5 közé esnek a maradványok a fal színe alapján, ami szintén nagymértékű átalakulásra utal (a TAI skála értéke 1 és 5 között változik). Ezek az értékek 1,2–4% vitrinit reflektanciának ($R_o$) feleltethetőek meg (BATTEN 1996). Laboratóriumi kísérletek eredményeivel összevetve (FRASER et al. 2014) a Hód–I fúrásban megfigyelt színváltozatok 200–350 °C-os felfűtésre is utalhatnak.

A palinomorfák színelváltozása alapján javasolható hőmérsékleti és vitrinitreflexió tartományok meglehetősen tágak, és mindkét esetben felülbecslik a Hód–I fúrás 5000–5500 m közötti szakaszából publikált hőmérsékleti (~170–220 °C) és $R_o$ (~1–2%) adatokat (SAJGÓ et al. 1988, BADICS et al. 2011). Egyes tanulmányok azonban kimutatták, hogy a dinociszták falát alkotó dinosporin érzékenyen reagál a diagenezis során a hő, vagy más kémiai behatásra (RIDING & KYFFIN-HUGHES 2004), és a dinoflagellaták fala már kisebb hőmérsékletre is ilyen színelváltozással reagálhat. Figyelembe véve, hogy a Hód–I fúrás 35. és 39. magfúrási szakaszait képviselő minták reflexiója alapján 206–217 °C ($R_o$=1,60–1,69%, illetve $R_o$=1,79–1,96%; bitumenen mérve; SAJGÓ et al. 1988) maximális átalakulási hőmérséklet feltételezhető, a TAS és a TAI skála alapján javasolt hőmérsékleti tartomány alacsonyabb hőmérsékletet jelző értéke tekinthető reálisnak, azaz a szerves anyagot ért felfűtés biztosan elérte a 200–220 °C-ot.

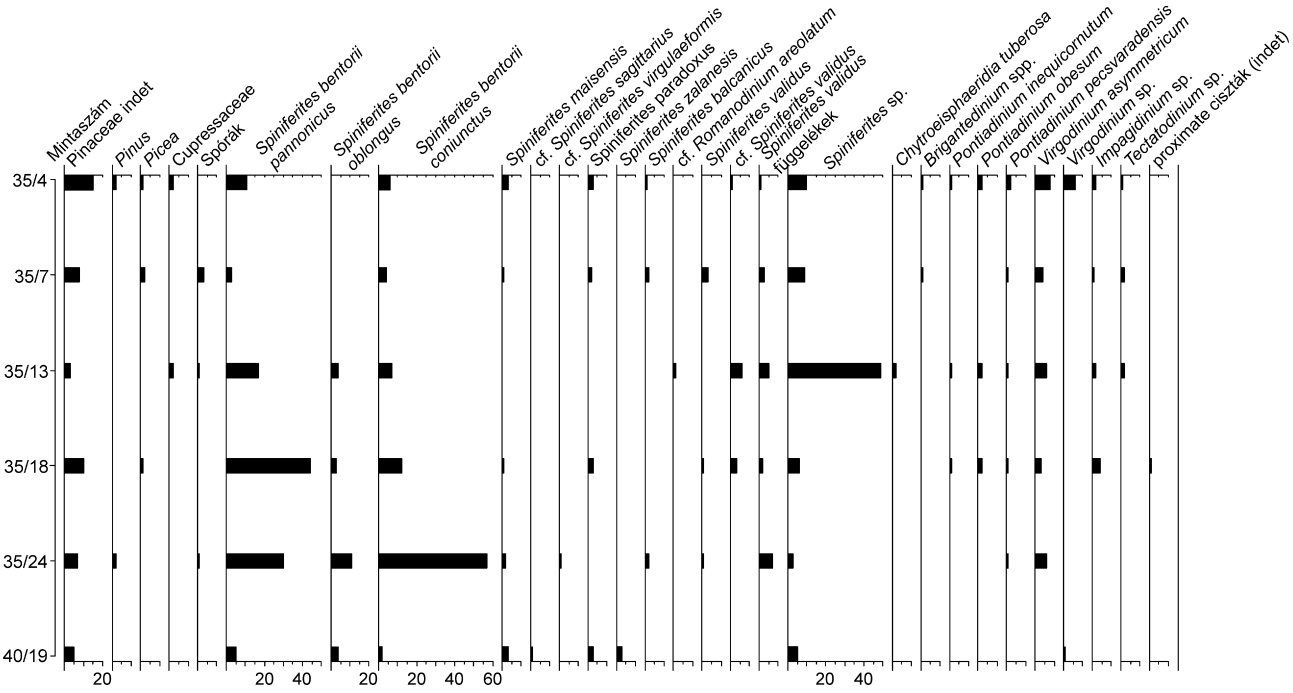
## Biosztratigráfiai értékelés

### *40/19 minta (~5481 m; 7. magszakasz) Spiniferites bentorii oblongus Zóna*

Biosztratigráfiai korreláció:

*Spiniferites bentorii oblongus* Zóna (SÜTŐ-SZENTAI 1988, 2000, 2012, MAGYAR et al. 1999a, b, MAGYAR 2010)

*Spiniferites bentorii oblongus* Zóna (Horvátország, BAKRAČ et al. 2012)




**7. ábra.** A meghatározott palinomorfák mennyiségi eloszlása (darabszámban) a vizsgált mintákban

***Figure 7.*** *Distribution of the palynomorphs in the investigated samples. The abundance is given counts*

A *Spiniferites bentorii oblongus* Zóna a Pannon-medence teljes területén a pannóniai korai szakaszának (sensu MAGYAR et al. 1999a, b, MAGYAR 2010) középső részére tehető. Hasonló együttes megtalálható a horvátországi pannóniaiban is (BAKRAČ et al. 2012). Az ausztriai és a szerbiai pannóniai rétegekből szintén ismertek hasonló együttesek, de az érintett kifejlődésekben nem különítettek el külön zónákat (RUNDIĆ et al. 2011, KERN et al. 2012). Ezt a biozónát MAGYAR et al. (1999a) a C5r és a C5n kronnal korrelálják, ami 11,3–10,8 millió év közé tehető (MAGYAR 2010).

### *A 35. magfúrási szakasz mintái (5167–5183,0 m; 35/4; 35/7; 35/13; 35/18; 35/24 minták) Spiniferites paradoxus Zóna*

Biosztratigráfiai korreláció:

*Spiniferites paradoxus* — *Spiniferites bentorii coniunctus* Zóna (SÜTŐ-SZENTAI 1988)

*Spiniferites paradoxus* Zóna (SÜTŐNÉ SZENTAI 2012)

*Spinferites paradoxus* Zóna (MAGYAR et al. 1999a)

*Spiniferites validus* Zóna (Horvátország, BAKRAČ et al. 2012)

A korbesorolást a *Spiniferites paradoxus*, *S. validus* és *S. balcanicus* fajok jelenléte határozta meg. A *Spiniferites bentorii coniunctus* kiugró mennyiségére ebben a szakaszban már SÜTŐNÉ SZENTAI (publikálatlan adatok, 2004) is felfigyelt. Ez a faj magyarországi anyagban a *Pontiadinium pecsvaradanesis* Zóna legfelső részén és a *Spiniferites paradoxus* Zóna alján található. Szlovákiában szintén előfordul a pannóniai összletben, de ott a *Spiniferites paradoxus* Zóna idején már lokálisan olyan erős volt a kiédesedés, hogy csak szegényes szerves vázú mikroplankton együttesekkel rendelkeznek. A *Spiniferites bentorii coniunctus* nagyon gyakori Horvátországban is, de ott a *Spiniferites paradoxus* mennyisége valamivel kisebb (BAKRAČ et al. 2012).

MAGYAR et al. (1999a) és MAGYAR (2010) szerint a *Spiniferites paradoxus* Zóna a C5n felső és C4Ar kron alsó részével korrelálható. Bázisa körülbelül 10,6 millió évre tehető, és egészen 8,9 millió évig tart (MAGYAR 2010).

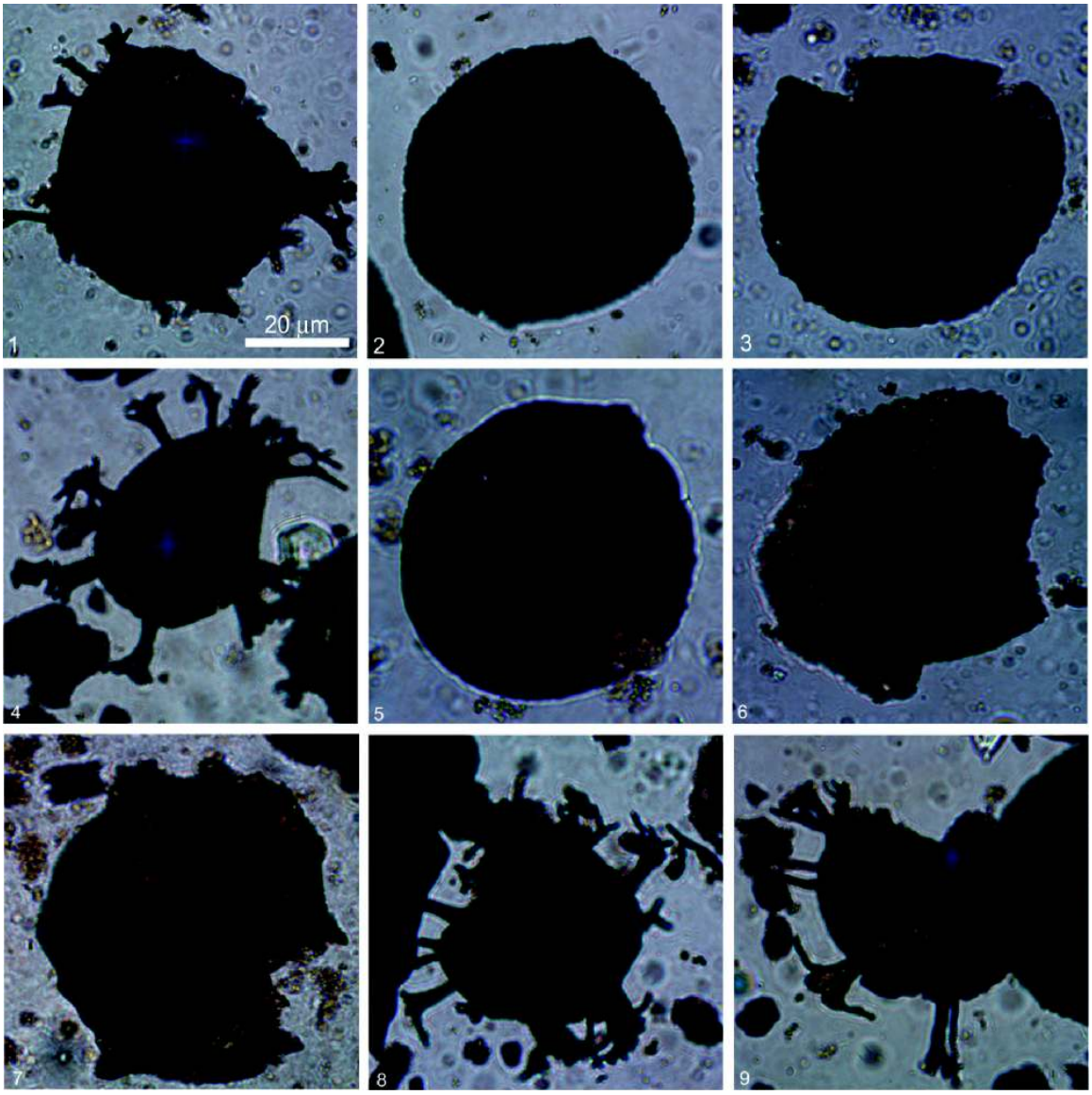
A fentiek alapján a vizsgált magszakaszok korbesorolása összhangban van SZUROMI-KORECZ et al. (2004) korábbi biosztratigráfiai eredményeivel.

### *Őskörnyezeti értékelés*

A dinoflagellatákat széles körben alkalmazzák őskörnyezeti rekonstrukciók során, mert kiváló indikátorai a felszíni víz hőmérsékleti és tápanyagviszonyainak, jelezhetik a sótartalmat, a parttól való távolságot és a vízoszlop oxigénellátottságát. Plankton szervezetek révén azonban a vízmélységről keveset árulnak el (WALL & DALE 1968, DALE & DALE 2002, MARRET & ZONNEVELD 2003).

A pannóniai dinoflagellaták endemikus brakkvízi közösséget képviselnek, melynek legtöbb faja máshonnan nem ismert, ezért ökológiájukról, környezeti igényeikről viszonylag keveset tudunk (MAGYAR 2010). A legtöbb Pannon-tavi dinoflagellata valamilyen tengeri ősből fejlődött ki, vagy a Pannon-tóban alakult ki a tó fejlődéstörténete során. Az endemikus dinoflagellata fajokból ma egyedül a *Spiniferites cruciformis* található meg, a Kaszpi-tóban él (MARRET et al. 2004).

A 40/19 mintában a *Spiniferites* genus különböző ende-




**8. ábra.** Jellemző dinociszták a Hódmezővásárhely–I fúrás vizsgált mintáiból (35. magfúrás). Az 1. képen szereplő méretarány 20 µm (mindegyik fotóra vonatkozik). 1. *Spiniferites bentorii pannonicus* SÜTŐNÉ SZENTAI 1986 (35/13); 2. *Pontiadinium obesum* SÜTŐNÉ SZENTAI 1982 (35/18); 3. *Chytroeisphaeridia tuberosa* SÜTŐNÉ SZENTAI 1982 (35/13); 4. *Spiniferites bentorii oblongus* SÜTŐNÉ SZENTAI 1986 (35/24); 5. *Virgodinium asymmetricum* SÜTŐNÉ SZENTAI 2010 (35/4); 6. *Spiniferites balcanicus* SÜTŐ-SZENTAI 2000 (35/4); 7. *Spiniferites paradoxus* (COOKSON & EISENACK, 1968) SARJEANT, 1970 (35/7); 8. *Spiniferites bentorii coniunctus* SÜTŐ-SZENTAI 1990 (35/4); 9. *Spiniferites maisensis* SÜTŐ-SZENTAI 1994 (35/4)

***Figure 8.*** *Characteristic dinocysts from the investigated samples of the core Hódmezővásárhely–I (core 35). Scale: 20 µm (same for each photograph). 1. Spiniferites bentorii pannonicus SÜTŐNÉ SZENTAI 1986 (35/13); 2. Pontiadinium obesum SÜTŐNÉ SZENTAI 1982 (35/18); 3. Chytroeisphaeridia tuberosa SÜTŐNÉ SZENTAI 1982 (35/13); 4. Spiniferites bentorii oblongus SÜTŐNÉ SZENTAI 1986 (35/24); 5. Virgodinium asymmetricum SÜTŐ-SZENTAI 2010 (35/4); 6. Spiniferites balcanicus SÜTŐ-SZENTAI 2000 (35/4); 7. Spiniferites paradoxus (COOKSON & EISENACK, 1968) SARJEANT, 1970 (35/7); 8. Spiniferites bentorii coniunctus SÜTŐ-SZENTAI 1990 (35/4); 9. Spiniferites maisensis SÜTŐ-SZENTAI 1994 (35/4)*

mikus fajai és alfajai dominálnak (*S. bentorii pannonicus* és *S. bentorii oblongus*). A *Spiniferites bentorii oblongus* Zónában leggyakrabban előforduló dinociszták mind a *Spiniferites bentorii* faj endemikus alakjai, a pannon-tavi endemikus alakok közül azonban egy sem ismert mai vízi környezetekben. Ezek tengeri ősének megfeleltethető faj a *Spiniferites bentorii* napjainkban is tengerekben él, elsősorban partközeli vizekben található meg a trópusoktól egészen a mérsékelt övig. Tág hőmérsékleti és sótartalomingadozásokat is elvisel, általában oligotróf-mezotróf vizeket kedvel (MARRET & ZONNEVELD 2003). A *Spiniferites* függelékes ciszta, ezért dominanciája általában parthoz közelebbi, esetleg sekélyebb vízi kifejlődésre utalhat (MARRET & ZONNEVELD 2003, ZONNEVELD et al. 2012). Recens megfigyelések alapján ugyanis a függelékes (pl. *Spiniferites* spp.) és függelék nélküli (proximat, pl. *Virgodinium* spp., *Impagidinium* spp.) dinociszták arányából sok esetben következtetni lehet a parttól való távolságra. Általában a selfterületek belső részén sokkal gyakoribbak a függelékes formák, mint a függelék nélküli alakok

(MARTIN HEAD szóbeli közlés, 2012). Ez a tápanyagigénynyel, illetve a tűrőképességgel hozható összefüggésbe. A part közelében élő dinoflagellata fajok sok esetben kedvelik a szárazföldi eredetű tápanyagbeáramlást, és jobban elviselik a sótartalom ingadozásait édesvízbeáramlás, vagy vízszintváltozás következtében (WALL & DALE 1968, DALE & DALE 2002, SLUIJS et al. 2005).

A proximális és disztális közösségek eltérését modern tengeri alakoknál figyelték meg, és bár néhány fosszilis példa is ugyanezt igazolja (pl. BRINKHUIS 1994, SLUIJS et al. 2005), nem feltétlenül alkalmazható a Pannon-tóra. Emellett ez a trend sokkal inkább a dinociszta együttesek egymáshoz való relatív viszonyát írja le, és nem feltétlenül vonatkozik az üledékképződési környezetre, hiszen plankton szervezetek révén a dinoflagellaták fő élettere a vízoszlop felső része. Ennek megfelelően a szárazföldi törmelék-, illetve tápanyagforráshoz viszonyított proximális-disztális helyzetet inkább jelezheti. A Hód–I fúrás rétegsorának kialakulásakor a „partvonalat", illetve a „szárazulatot" a Makói-árok peremei alkothatták, ahonnan ebben a magszakaszban jelentős volt az áthalmozódás az idősebb képződmények eróziója miatt. Erre a jelentős mennyiségű badeni mikrofosszília jelenléte utal (SZUROMI-KORECZ et al. 2004). Az intenzív áthalmozás addig tarthatott, amíg az árok peremeit el nem borította a Pannon-tó (SZUROMI-KORECZ et al. 2004, MAGYAR 2010).

Mivel a dinoflagellaták plankton szervezetek, a közösségek nem csak a legközelebbi lokális biotikus eseményeket és környezeti változásokat tükrözhetik, hanem regionális trendeket is mutathatnak. A *Spiniferites bentorii oblongus* Yóna dinoflagellata együttese az egész Pannon-medence területén azonosítható (pl. MAGYAR et al. 1999a, SÜTŐ-SZENTAI 2000, BAKRAČ et al. 2012), ami egyrészt a víztestek kommunikációjára, másrészt regionálisan olyan vízi környezetek megjelenésére utal, ami kedvező feltételeket biztosított a *Spiniferites bentorii oblongus* Zóna dinociszta közösségének.

A 35. magfúrási szakaszból származó mintákban jóval gyakoribbak a proximat, függelék nélküli ciszták (pl. *Virgodinium*, *Pontiadinium*, *Impagidinium* vagy *Tectatodinium*). A *Spiniferites* plexust a *Spiniferites bentorii pannonicus* mellett membránós alakok is képviselik (pl. *S. paradoxus, S. zalaensis, S. balcanicus*). Ezek a nagy felületű, szivacsos membránok általános közös fiziológiai bélyegei sok paratethysi/pannon-tavi dinoflagellatának (POPESCU et al. 2007, 2009). A Pannon-tavon kívül megtalálható paratethysi membránós dinociszták (pl. *Galeacysta etrusca*, *S. cruciformis* vagy *Pterocysta cruciformis*) ökológiájából esetleg lehet következtetni arra, hogy milyen környezeti faktorok befolyásolták a pannon-tavi membránós dinocisztákat. Ezek megjelenése legtöbb esetben a felszíni vizek sótartalmának csökkenésével vagy ingadozásával hozható összefüggésbe (MUDIE et al. 2001, MARRET et al. 2004, POPESCU et al 2007, 2009). UHRIN (2011) számításai alapján a tó sótartalma 8–15‰ között egy szűkebb tartományon belül változott. Ennél azonban jóval kisebb ingadozás is elég lehetett ahhoz, hogy a dinoflagellata közösségben már morfológiai változást idézzen elő (BARRIE DALE szóbeli közlés, 2016).

Számos nyíltvízi dinocisztánál megfigyelték a különböző méretű membránok létrehozását, ami a lebegést segíti elő. A *Spiniferites paradoxus* Zóna idejére esik a tó felületének nagymértékű megnövekedése, vízszintemelkedés és a Makói-árok peremeinek elöntése. PROSS (2001) a *Thalassiphora pelagica* fajra feltételezte, hogy az a paleogénben a cisztát körülvevő membránok felületének növelésével képes volt áttérni holoplanktonikus életmódra. Ezt az epizódikusan anoxikus környezet a rétegzett víztest tette szükségessé, ami akadályozza a dinoflagellaták életciklusát (ANDERSON et al. 1987). Laboratóriumi kísérletek ugyanis kimutatták, hogy az oxigénszegény aljzati körülmények gátolják a dinociszták kinyílását, és az újonnan formálódó motilis (mozgékony; spontán, független mozgásra képes) alak nem képes újra a plankton régióba jutni (ANDERSON et al. 1987). Egyes elméletek szerint a rétegzett víztestben az új motilis alak nem képes áthaladni a piknoklinen, ami fizikai gátat képez a dinoflagellaták számára (LEWANDOWSKY & KANETA 1987). Valószínűleg ezek a faktorok járultak hozzá a *Spiniferites paradoxus* és *S. balcanicus* fajoknál megjelenő membránokhoz. A pannon-tavi dinoflagellatáknál a holoplanktonikus életmódra való áttérést valószínűleg a sótartalom ingadozása és a tó életében feltételezett időnként bekövetkező vízrétegzettség, oxigénszegény, illetve anoxikus periódusok idézték elő (KÁZMÉR 1990, BABINSZKI et al. 2007).

A Hód–I fúrás rétegsorában az áthalmozott, idősebb miocén mikrofosszíliák csökkenő mennyisége szintén arra utalhat (MAGYAR et al. 2004, SZUROMI-KORECZ et al. 2004), hogy a tó vízszintje megemelkedett, és a Makói-árok peremeit elöntötte a Pannon-tó. Ez a fúrás rétegsorában magyarázhatja a membránós dinociszták mennyiségének növekedését a fiatalabb zónában. Elképzelhető továbbá, hogy ezek a formák a parttól távolabbi, nyíltabb és/vagy kisebb törmelékbeáramlással jellemzett környezeteket kedvelték. Ugyanezt támaszthatja alá, hogy a szintén membránós *Pterocysta cruciformis* esetében a Fekete- és a Márvány-tenger pleisztocén együtteseiből kimutatták, hogy a faj olyan környezetekben fordult inkább elő, ahol a sziliciklasztos behordás kicsi volt (ROCHON et al. 2002).

A 35. magfúrási szakaszban szintén domináns *Spiniferites bentorii coniunctus* faj bár nem membránós forma, BAKRAČ et al. (2012) szerint Horvátországban kifejezetten a disztális, parttól távolabbi környezetekben gyakori. Ott a kísérő együttese a *Spiniferites paradoxus* fajból és főleg proximat, függelék nélküli cisztákból áll. BAKRAČ et al. (2012) a *Spiniferites bentorii coniunctus* dominanciájával jellemzett együttest egykorúnak tekinti a *Spiniferites validus*-os együttesekkel, de azokat heteropikus fácies ként értékeli. A *Spiniferites bentroii coniuctus* disztális, míg a *S. validus* kifejezetten partközeli, proximális környezetekben gyakori. Ezt erősíti meg BAKRAČ et al. (2012) szerint az, hogy az utóbbi mellett az édesvízi algák mennyisége (*Botryococcus*) szintén kiemelkedő volt. Ezzel szemben a magyarországi zónációban a *Spiniferites validus* Zóna

fiatalabb, a *Spiniferites paradoxus* Zónát követi (MAGYAR et al. 1999a, SÜTŐ-SZENTAI 2000). A Hód–I fúrásban vizsgált együttesben a *Spiniferites validus* csak kisebb mennyiségben és főként töredékek formájában van jelen, melyek a parthoz közelebbi régióból mosódhattak be. Ez a tó feltöltődése miatt egyaránt utalhat a vízmélység későbbiekben bekövetkező általános csökkenésére vagy a tó területének csökkenésére. SÜTŐNÉ SZENTAI (publikálatlan adatok, 2004) a *Spiniferites paradoxust* tartalmazó együtteseket partközeli, lagunáris élettérrel azonosította a Hód–I fúrásban, mely azonban a nagy mennyiségű terrigén palinomorfa (spóra, pollen) hiányában és a dinoflagellata együttesek (proximat ciszták és a *Spiniferites bentorii coniunctus* jelenléte) ismeretében kétséges.

A mintában jelen lévő proximat *Virgodinium asymmetricum* ciszta endemikus nemzetség és faj, a Pannon-tóban alakult ki valószínűleg a csökkent sótartalom hatására, pontos ökológiai igényeiről keveset tudunk. A pannóniai teljes időtartama alatt jelen van a dinoflagellata közösségekben.

A *Pontiadinium* nemzetség felvirágzása a Pannon-tóban a *Pontiadinium pecsvaradensis* Zóna időtartamára esik, ami a két vizsgált szakasz közé tehető a Hód–I fúrásban. A *Pontiadiniumok* dominanciájával jellemzett asszociációt SÜTŐNÉ SZENTAI (1995) általánosságban kifejezetten „transzgressziós" együttesnek értékelte. Első megjelenésük és felvirágzásuk a *Pontiadinium pecsvaredensis* Zónában egy olyan intervallumban jelentkezik, ami a tó területének nagyméretű kiterjedésével esik egybe.

A *Tectatodinium pellitum* jellegzetes vastag szivacsos falú, proximat ciszta. Gyakorisága csak lokálisan a rétegsorok tetején, általában a pannóniai legvégén nő meg, a helyi folyóvízi beáramlásnak és a jelentős kiédesedésnek köszönhetően. A ma élő, tengeri *T. pellitum* a sótartalomra nézve tágtűrésű, szubtrópusi-trópusi parti oligotróf-eutróf vizekben él (MARRET & ZONNEVELD 2003).

A disztális környezetet erősíti meg a szárazföldi frakcióban a két légzsákos fenyőpollen (Pinaceae indet, *Pinus*, *Picea*) egyeduralma. A légzsákoknak köszönhetően a fenyők pollenje általában messzebbre szállítódik; míg a zárvatermők pollenszemcséi, valamint a spórák hamarabb kiülepednek. Ennek köszönhetően egy általános parti proximális-disztális szelvény mentén a zárvatermő pollen és a spórák aránya a szárazföldi forrástól távolodva csökken, míg a fenyőpollen aránya relatíve megnő a partvonaltól távolodva (a palinológiában ezt „Neves hatásnak" hívják, CHALONER & MUIR 1968). A Cupressaceae pollen a parti mocsári vegetáció jelenlétére utal.

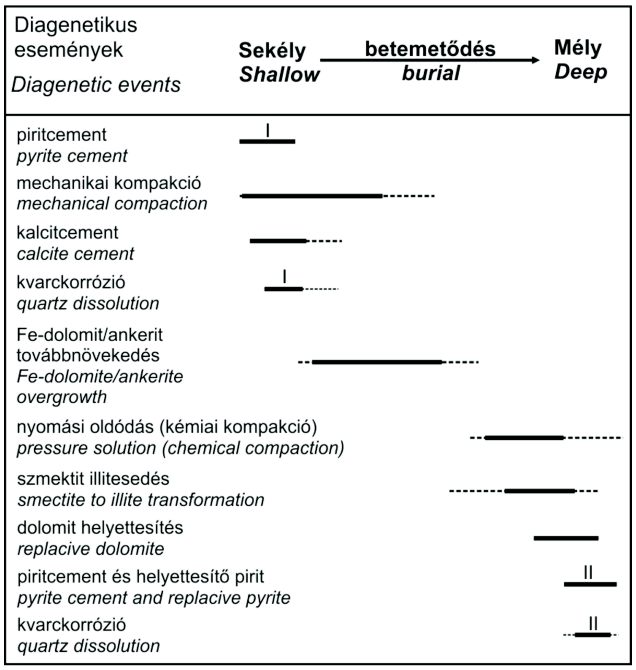
## Diagenezis-történeti értékelés

A diagenezis-történet felvázolásakor munkánkban MORAD et al. (2000) és WORDEN & BURLEY (2003) beosztását követtük. Ezeknek megfelelően a diagenezis három szakasza különböztethető meg: eogenezis, vagyis sekély betemetődési, mezogenezis, vagyis mély betemetődési és telogenezis, a kiemelkedéshez kapcsolódó diagenezis. Az eogenezis során a pórusfolyadék összetételét döntően az üledékes környezet határozza meg. Ez az a diagenetikus rendszer, ahol az eredeti üledékes pórusvíz dominál, beleértve kontinentális környezeteknél a mállást és a talajképződést; a tengeri környezetekben pedig a bakteriálisan befolyásolt redox-reakciókat. A mély betemetődési diagenezis azon folyamatok összességét jelenti, amelyek a betemetődő üledékkel vagy kőzettel akkor történnek, amikor már az eredeti üledékes környezet hatása alól kikerül, de még nem éri el a metamorfózis kezdetére jellemző paramétereket. A telogenezis a kiemelkedés során olyan felszíni, meteorikus vizekkel való kölcsönhatásokat ölel fel, amelyek nem kapcsolódnak az üledékes kőzet eredeti, a kialakulásakor jellemző üledékes környezetéhez.

Döntően az üledékes medence (és a lehordási terület) éghajlati viszonyai, a szedimentációs ráta és a redox környezet függvényében játszódnak le a különböző diagenetikus folyamatok (pl. kompakció, cementáció). A pórusfolyadékkal kölcsönhatásban lévő instabil vagy metastabil ásványok oldódása folyamatosan alakítja a pórusfolyadék összetételét, és ezáltal döntően meghatározza a diagenetikus folyamatokhoz rendelkezésre álló reagenseket (MORAD 1998, MORAD et al. 2000, WORDEN & BURLEY 2003, APPELO & POSTMA 2009, BOGGS 2009, BJØRLYKKE 2014).

Kőzettani megfigyeléseink alapján nyilvánvaló, hogy a Hód–I fúrás törmelékanyaga polimikt; mind ásványos összetételét, mind szövetét tekintve éretlen üledékes kőzetváltozatokat tartalmaz. A vázalkotó szemcsék között előforduló, nagy mennyiségű törmelékes karbonátkőzet (mészkő, dolomit), metamorf kőzettörmelék, törmelékes rétegszilikát (biotit, klorit, muszkovit), valamint áthalmozott tengeri ősmaradvány (pl. foraminifera, echinoidea) alapján a közeli, lokális forrás dominanciája feltételezhető. Ezt a 40. magfúrási szakasz palinológiai eredményére épülő őskörnyezeti megállapítás megerősíti, hiszen a domináns endemikus dinociszta együttes a szárazföldi törmelék-, illetve tápanyagforráshoz közelebbi (proximális) kifejlődésre utal.

A paragenetikai sorrendben (ami a diagenetikus események egymásutániságának értelmezett sorozata, relatív időbeli bemutatása) a diagenezis-történet első állomását mind a finomszemcsés mészmárga-, mind a homokkőmintákban a gömbös megjelenésű pirithalmazok képviselik (*9. ábra*). Pirit anyagú cement az eogenezis és a mezogenezis során egyaránt keletkezhet (MORAD 1998, WORDEN & BURLEY 2003, APPELO & POSTMA 2009). A framboidális (szub-mikrométeres nagyságú, szederre emlékeztető szerkezetű) pirit azonban tipikusan eogenetikus forma (<60–80 °C) és általában a szulfátion, valamint a törmelékes $Fe^{3+}$ bakteriális redukciójával keletkezik akár a betemetődés legkorábbi stádiumában (kis, általában néhány méteres mélységben) a félig konszolidált üledékben (WORDEN & BURLEY 2003, MACHEL et al. 1995, MACHEL 2001, KRAJEWSKI & WOŹNY 2009). A bakteriális szulfátredukció folyamata során a rendelkezésre álló szerves anyag oldott oxigént nem tartalmazó (azaz anoxikus) pórusvízben oxidálódik. Ez a folyamat döntően tengeri vagy brakkvízi környezetben játszódik le, ahol a pórusvíz számottevő




**9. ábra.** A Hódmezővásárhely-I fúrás 35. és 40. magfúrási szakaszát (5167,0–5183,0 m, illetve 5468,0–5486,0 m) képviselő, az Endrődi Formációból származó minták diagenezistörténetét leíró paragenetikai sorrend. A szaggatott vonal az adott esemény lehatárolásának bizonytalanságát tükrözi

***Figure 9.*** *Paragenetic sequence for diagenesis of the studied samples from Endrőd Formation, core Hódmezővásárhely-I (core 35, 5167.0–5183.0m; core 40, 5468.0–5486.0m). Stippled lines display uncertainty of process duration*

mennyiségű oldott szulfátiont tartalmaz (Machel et al. 1995, Machel 2001, Morad 1998). A szulfátredukció eredményeként keletkező szulfidion a rendelkezésre álló reaktív vassal (ami a korábbi szuboxikus zónában a $Fe^{3+}$-ionok redukciója során keletkezett $Fe^{2+}$-iont, illetve a Fe-tartalmú törmelékes ásványokat jelenti) Fe-szulfid fázist (mackinawit, greigit, pirit) hoz létre, amivel párhuzamosan megnövekszik a pórusfluidum alkalinitása (Morad 1998). A vizsgált mintákban a piritframboidok gyakori megjelenése ezért kiváló bizonyítéka annak, hogy a felhalmozódott üledék diagenezise jelentős szulfáttartalmú, azaz tengeri vagy brakk pórusvíz mellett indult meg. A Pannon-tó üledékeinek diagenetikus greigittartalmára már Babinszki et al. (2007) is felhívták a figyelmet, illetve a korai diagenetikus eredetű pirit több korábbi értelmezésben megjelent (pl. Magyar et al. 2004, Földvári et al. 2008, Lelkes & Thamó-Bozsó 2008, Vető 2008, Varga 2010, Zajzon et al. 2010, Nádasi 2011). Meg kell azonban említeni, hogy az idősebb üledékekből kis mennyiségben áthalmozott framboidális pirit szintén kerülhetett az Endrődi Formáció üledékgyűjtőjébe (pl. badeni ősmaradványok kitöltéseként, mészkőtörmelék alkotójaként), azonban ezek mennyisége a szöveti vizsgálatok alapján alárendelt (*I. tábla*, *a* és *b*).

Az általános megfigyelések szerint a megnövekedett alkalinitás a bakteriális szulfátredukció zónájában vasmentes vagy vasban szegény karbonátcement (kalcit, dolomit) kicsapódásának kedvez. A dolomitképződést a pórusvíz lecsökkenő szulfáttartalma szintén elősegíti (Morad 1998 és az általa hivatkozott irodalmak). Ebben a zónában viszonylag kis mennyiségű dolomit fordul elő, döntően a törmelékes dolomitszemcséken továbbnövekedési cementet alkotva (Morad 1998). Ennek megfelelően a vizsgált minták diagenezis-történetének következő cementációs eseményét a kalcitcement, illetve — megfelelő törmelékes összetétel mellett — a Fe-dolomit/ankerit továbbnövekedési cement kialakulása jelenti (*9. ábra*). Ez utóbbi arra utal, hogy az anoxikus pórusvíz szulfidtartalma lecsökkent, ennek megfelelően a rendelkezésre álló $Fe^{2+}$-ion felesleg a karbonátrácsba épült be (*III. tábla, 5–6. ábra*). Miután a törmelékes csillám a mechanikai kompakció hatására rugalmas deformációval kaptafaszerűen ráhajlik az ankerit szegélyű dolomitra (*5. ábra*, *a* és *b*), a vizsgált mintákban mind a Fe-dolomit-, mind az ankerit szegélycement a betemetődés mechanikai kompakcióval társuló szakaszához köthető.

A sekély betemetődési karbonátcementáció (döntően kalcit) közvetett bizonyítéka a korábban részletezett pontszerű, illetve vonalmenti szemcseilleszkedés, ami a mechanikai kompakció alárendelt szerepét jelzi a homokkövekben (*4. ábra*, *c*; *I. tábla, g*). A szöveti bélyegek arra utalnak, hogy az Endrődi Formáció vizsgált finomszemcsés kőzetváltozataiban, illetve azok homokkő betelepüléseiben a vázszemcsék korai mechanikai átrendeződésével, rotációjával párhuzamosan a cementáció a rendelkezésre álló pórustérfogatot szinte teljes egészében redukálta. A karbonátcement forrása nagy valószínűséggel részben az áthalmozott törmelékes karbonátszemcsék (kőzettörmelék, bioklaszt) oldódása és kiválása (azaz átrendeződése) lehetett. A kalcitcement kiválásához társuló geokémiai környezet a törmelékes kvarcszemcsék oldódásának kedvez (Hesse & Abid 1998, Morad 1998), ezért ehhez a folyamathoz kapcsoljuk a petrográfiai leírásban részletezett első kvarckorróziót (*I. tábla*, *f–h*).

A Makói-árokban az ankerit továbbnövekedést korábbi munkák vagy nem helyezték el egyértelműen a diagenezistörténetet leíró paragenetikai sorrendben (pl. Földvári et al. 2008, Lelkes & Thamó-Bozsó 2008), vagy — a Makó–6 és Makó–7 fúrások anyagának vizsgálata alapján — mély betemetődési folyamatokhoz (termokémiai szulfátredukció) kapcsolták, noha helyzetét és eredetét független módszerekkel kellően nem bizonyították (Vető 2008, Zajzon et al. 2010, Nádasi 2011). Munkánkban a Fe-dolomit/ankerit továbbnövekedési cement magját alkotó vasmentes dolomitkristályokat, illetve töredékeket egységesen törmelékes eredetűnek kezeltük. Szerves anyagot tartalmazó, finomszemcsés törmelékes rétegsorban azonban nem zárható ki, hogy a homokkő és az aleurolit elsődleges pórusaiban, illetve a lemezes agyagkőben dolomit-ankerit cement jelenjen meg parányi (20–100 μm) romboéderes kristályok formájában (pl. Krajewski & Woźny 2009). Krajewski & Woźny (2009) vizsgálatai szerint a dolomit-ankerit cement a szulfátredukció zónájához köthető autigén pirit és vasmentes kalcit kiválását követően, a szerves anyagban gazdag finomszemcsés üledék jelentős mértékű

kompakcióját kíséri. Ennek megfelelően képződése vi szonylag tág intervallumot foghat át a bakteriális szulfát redukció tartományától egészen a szerves anyag jelentős átalakulásával járó termális dekarboxiláció zónájáig (~40–100 °C). Ezen belül a kompakciós fluidumokból kiváló Fe-dolomit/ankerit cementgeneráció kristályosodása a ~80–100 °C hőmérsékleti tartományban a legintenzívebb (KRAJEWSKI & WOŹNY 2009). Annak eldöntése, hogy az Endrődi Formáció szerves anyagban gazdag kőzeteiben a törmelékes dolomitmagok mellett volt-e mód a fenti példához hasonló vasmentes dolomitcement kiválására a sekély betemetődés során, további részletes kutatást igényel (pl. stabilizotópos vizsgálatok). Az általunk vizs gált márgamintákban a palinológiai eredmények rámutat tak arra, hogy a szerves anyagot ért felfűtés biztosan elérte a 200–220 °C-ot, tehát az ankerit továbbnövekedési cement kiválását követően lehetőség volt a kerogén további degradációjára és a szénhidrogén-generációra (katagenezis tartománya). A mély betemetődési diagenezis során kémiai kompakcióra utaló bélyeg a szerves anyagos/pirites oldó dási filmek megjelenése, azonban ennek intenzitása nem lehetett számottevő.

A feni karbonátfázisokat követően a paragenetikai sorrend következő állomásait az agyagfrakció duzzadó komponenseinek csökkenése (illitesedés; *III. tábla*, *e* és *f*), illetve a mély betemetődési dolomit-helyettesítés jelentheti (WEAVER 1989, WORDEN & BURLEY 2003, WORDEN & MORAD 2003, BOGGS 2009). A dioktaéderes szmektit diagenetikus illitesedése 70–90 °C felett válik intenzívvé (WEAVER 1989, WORDEN & BURLEY 2003), ami többek között $Ca^{2+}$ és $Mg^{2+}$-ionok felszabadulásával és karbonátfázis megjelenésével járhat (WORDEN & MORAD 2003). Ennek megfelelően feltételezzük, hogy a kalcitcementben megjelenő izolált dolomit romboéderek, illetve a dolomit kőzettörmelék felületén növekedő, a kalcitcementet helyettesítő, vasmentes dolomitkristályok ehhez a folyamathoz kapcsolódnak (*I. tábla*, *f*). Elkülönítésüket az indokolta, hogy nem társult hozzájuk a korábban részletezett Fe-dolomit/ankerit továbbnövekedési cement. Genetikájuk pontosítása azonban további kutatást igényel.

Petrográfiai eredményeink értelmezése alapján a fent bemutatott autigén fázisok közül a legutolsó eseményt a sajátalakú pirithalmazok képviselik, amelyek részben a vázalkotó szemcséket helyettesítik (*II. tábla, e–h*). A szakirodalom szerint a mezogenetikus pirit általában nagyobb kristályméretű, félig vagy teljesen sajátalakú. Gyakran az egyik utolsó cementgeneráció tagjaként jelenik meg hematit vagy goethit redukciójával, szénhidrogének jelenlétében (WORDEN & BURLEY 2003, MACHEL et al. 1995, MACHEL 2001). A késői piritgeneráció diagenetikus képződési mechanizmusa a termokémiai szulfátredukció lehetett, aminek lehetőségét a Makói-árokban már több korábbi tanulmány felvetette (VETŐ 2008, VARGA 2010, ZAJZON et al. 2010, NÁDASI 2011), bár ez a folyamat az adott területen kellően még nem bizonyított, továbbá nem befolyásolhatta jelentős mértékben a szénhidrogén-rendszert. A termokémiai szulfátredukció általában evaporitot (anhidrit, gipsz) tartalmazó rétegsorok mélybetemetődési folyamatait kíséri (~100–140 °C hőmérsékleten), ezek elsődleges jelenlétére viszont nincsenek meggyőző bizonyítékok a Makói-árok Endrődi Formációba sorolt kőzeteiben.

A késői generációs pirit kialakulásának értelmezésekor nem zárható ki az, hogy az áthalmozott idősebb üledékanyagban (pl. badeni, szarmata, triász) őrződött meg szulfátásvány, hiszen a terület alsó-triász kifejlődését evaporitos tengeri üledékes kőzetösszlet képviseli (BÉRCZINÉ MAKK 1998 és az általa hivatkozott irodalmak), illetve a környező badeni képződmények is tartalmazhatnak gipsz/anhidrit betelepüléseket (pl. PÁVEL 2015). A lokális forrás hatásának vizsgálata azonban eddig nem kapott megfelelő hangsúlyt. Alternatív lehetőség, ha a medence léptékű fluidummigrációval számolunk (MORAD et al. 2000, WORDEN & BURLEY 2003). Ebben az esetben a környező, idősebb evaporitos képződmények kompakciós eredetű formációvize kerülhetett kapcsolatba az Endrődi Formáció szerves anyag tartalmával, illetve az abban keletkezett szénhidrogénnel. Ennek tisztázása azonban célzott kutatásokat igényel. További, eddig részleteiben nem vizsgált szulfidforrás lehet a badeni–pannóniai medencekitöltéshez kapcsolódóan Üllés–Ruzsa–Bordány térségében megismert bazaltos vulkanizmus (Keceli Bazalt Formáció; SZABÓ et al. 2009 és a benne hivatkozott irodalmak). A vulkanizmus kora különböző vizsgálatok alapján 8–11 millió év közöttire tehető (CSEREPESNÉ MESZÉNA 1978, PAP 1983, BALÁZS & NUSSZER 1987). A vulkáni képződményekkel (bazalt és piroklasztit) közberétegződően, illetve annak fedőjében az Endrődi Formáció kőzetei azonosíthatók. Fontossága ellenére, a Szegedi-medence és a Makói-árok szerkezeti viszonyainak kialakulásában, illetve diagenezisében e vulkáni esemény hatása napjainkban sem ismert kielégítő szinten, noha a Makói-árok intenzív mélyülésének fő fázisa pannóniai (SZUROMI-KORECZ et al. 2004, MAGYAR 2010, PIGOTT & RADIVOJEVIĆ 2010, MATENCO & RADIVOJEVIĆ 2012, BADA et al. 2014).

A fenti gondolatmenet felhívja a figyelmet arra, hogy a Pannon-medence mélymedencéit kitöltő üledékes rétegsor lehordási területének részletes petrográfiai vizsgálata kulcsfontosságú információkat szolgáltatna a diagenezis-történet minél teljesebb megismeréséhez. A bonyolult aljzatmorfológiájú medencékben felhalmozódó üledékanyag ugyanis gyakran összetett forrásból származik (pl. CRITELLI et al. 2007). Amíg a tengeri üledékes környezetekben a tengerszint ingadozásai, illetve a különböző víz alatti áramlások erodálják a medencén belüli aljzatmagaslatok kőzetanyagát (pl. CRITELLI et al. 2007), addig az izolált Pannon-tóban a tektonikus és klimatikus okokra visszavezethető vízszintingadozások, illetve a folyóvízi hordalékszállításhoz kapcsolódó zagyárak eróziós hatásával kell számolnunk (MAGYAR 2010, JUHÁSZ Gy. et al. 2013, SZTANÓ et al. 2013, TŐKÉS & SZTANÓ 2015). A szinrift extenzió következtében ugyanis a Pannon-medence tagolt aljzatában egymástól kis távolságban helyezkedtek el mélyedések és aljzatmagaslatok, a részmedencék pedig korlátozóként viselkedhettek, hiszen kiterjedésük a zagyárak lehetséges kifutásához képest viszonylag kicsi (SZTANÓ et al. 2013, 2015; TŐKÉS & SZTANÓ 2015).

## Következtetések

Munkánkban a Hód–I fúrás 35. és 40. magfúrási szakaszaiból (5167–5183,0 m, illetve 5468,0–5486,0 m) választottunk ki az Endrődi Formációba sorolt kőzeteket (Tótkomlósi Tagozat, finomszemcsés mészmárga és homokkő) komplex palinológiai, ásvány-kőzettani és diagenezis-történeti vizsgálathoz. Valamennyi minta kőzettani összetétele nagyon hasonló, a szemcsemérettől függően a komponensek arányában figyelhető meg különbség. A kevert összetételű, sziliciklasztos–karbonátos kőzetek mikrites–mikropátos kalcitból, agyagásványokból és kőzetliszt–homok méretű, szögletes törmelékszemcsékből (monokristályos és polikristályos kvarc, muszkovit, biotit, klorit; karbonáttörmelék, metamorf kőzettörmelék) állnak. A polimikt, ásványos összetételében és szövetében éretlen üledékanyag alapján a közeli, lokális forrás dominanciája feltételezhető, ami a környező aljzatmagaslatok kőzeteinek eróziójára hívja fel a figyelmet.

A palinológiai vizsgálat során hat kőzetmintából 28 taxont sikerült meghatározni. A dinoflagellatákat elsősorban a *Spiniferites* nemzetség endemikus fajai és alfajai képviselik, valamint proximat ciszták (*Virgodinium* spp., *Pontiadinium* spp., *Impagidinium*, *Tectatodinium*) fordultak elő. A szárazföldi palinomorfákat két légzsákos fenyőpollen és Cupressaceae pollen képviseli. A palinomorfák megtartása a betemetődés során jelentős hőmérsékleti hatásra, valamint az üledékes szerves anyag nagyfokú érettségére utal.

Hasonlóan a korábbi rétegtani besoroláshoz, a 40/19 minta együttese a *Spiniferites bentorii oblongus* Zónába tartozik. A 35. magrészből származó minták a *Spiniferites paradoxus* Zóna együttesével mutatnak egyezést. Az idősebb zóna dinociszta-együttese valószínűleg a parthoz közelebbi és/vagy nagyobb tápanyagbeáramlással jellemzett környezetet jelez. A *Spiniferites paradoxus* Zóna együttesében a membránós és proximat ciszták növekvő mennyiségéből az általános vízszintemelkedésre, a felszíni vizek ingadozó sótartalmára, a vízoszlopban bekövetkező ideiglenes oxigénszegény állapotok kialakulására és/vagy csökkent tápanyagbeáramlásra lehet következtetni. A *Spiniferites paradoxus* Zóna közösségének nagy kiterjedése egybe esik a Pannon-tó legnagyobb kiterjedési periódusával, és az eddigi értelmezéssel ellentétben nem lagúnáris környezetet jelez.

A paragenetikai sorrendben a diagenezis-történet első állomását mind a finomszemcsés mészmárga-, mind a homokkőmintákban a framboidális pirithalmazok képviselik. Ezek alapján az üledékképződési környezet jelentősebb mennyiségű oldott szulfátot tartalmazott, azaz a brakk jelleg megerősíthető. A megnövekedett alkalinitás következtében a bakteriális szulfátredukció zónájában vasmentes karbonátcement (kalcit) vált ki, amit Fe-dolomit/ankerit továbbnövekedési cement követett. A laza szemcseilleszkedés a mechanikai kompakció alárendelt szerepét jelzi a homokkövekben. A vázszemcsék mechanikai átrendeződésével, rotációjával párhuzamosan a karbonátos cementáció a rendelkezésre álló pórustérfogatot szinte teljes egészében redukálta (a vizsgált kőzetek makro- és mikroporozitása elhanyagolható). A karbonát legfontosabb forrása az áthalmozott törmelékes karbonátszemcsék (kőzettörmelék, bioklaszt) oldódása, majd cementként és helyettesítésként történő kiválása lehetett.

A mély betemetődési diagenezis során elkülönített események a kémiai kompakció (szerves anyagos/pirites nyomási oldódási filmek megjelenése), az agyagásványok illitesedése, dolomithelyettesítés a kalcitcementben, valamint késői pirit megjelenése. Ez utóbbi eredete az eddigi vizsgálatok alapján nem határozható meg egyértelműen.

## Köszönetnyilvánítás

Ez a munka a Nemzeti Kutatási, Fejlesztési és Innovációs Alap (korábbi Országos Tudományos Kutatási Alapprogramok, OTKA) K 108375 nyilvántartási számú projektjének keretein belül készült (vezető kutató: Raucsikné Varga Andrea). A vékonycsiszolatok elkészítéséért Bencsik Attilának, az XRD mérések során nyújtott mintaelőkészítésben Tóth Ferencnek mondunk köszönetet. Marianna Kováčová-nak a palinológiai minták preparálásában nyújtott segítségért, Barrie Dale-nek a dinoflagellaták ökológiájára vonatkozó tanácsaiért tartozunk köszönettel. Baranyi Viktória pannóniai dinoflagellata kutatásait a Nemzeti Kutatási, Fejlesztési és Innovációs Hivatal (NKFIH 116618 nyilvántartási számú projekt) és az AASP Student Award 2012 támogatja. A K+F részeredmények publikálását a MOL Nyrt. engedélyezte; munkánk különböző fázisaiban nyújtott segítségét Kiss Károlynak, Volter Györgynek, Kiss Balázsnak és Ricza Tamásnak külön köszönjük.

A kézirat gondos bírálatáért Hips Kinga és Magyar Imre lektorokat, valamint Sztanó Orsolya főszerkesztőt illeti külön köszönet.

## Irodalom — References


ANDERSON, D. M., TAYLOR, C. D. & ARMBRUST, E. V. 1987: The effects of darkness and anaerobiosis on dinoflagellate cyst germination. — *Limnology and Oceanography* **32,** 340–351.

APPELO, C. A. J. & POSTMA, D. 2009: Geochemistry, groundwater and pollution. — CRC Press, 2nd edition, Fourth corrected reprint, 649 p.

BABINSZKI, E., MÁRTON, E., MÁRTON, P. & KISS, L. F. 2007: Widespread occurrence of greigite in the sediments of Lake Pannon: Implications for environment and magnetostratigraphy. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **252,** 626–636.

BADA, G., DOMBRÁDI, E., HORÁNYI, A., MOLNÁR, G., SZTANÓ, O. & SHEVELEV, M. 2014: The Algyo Turbidite Gas Play in the Mako Trough, Pannonian Basin, Hungary. — *Neftyanoe Khozyaistvo* **5**, 72–76.

BADICS, B., UHRIN, A., VETŐ, I., BARTHA, A. & SAJGÓ, Cs. 2011: Medenceközponti földgáz-előfordulás elemzése a Makói-árokban. — *Földtani Közlöny* **141/1,** 23–40.

BAKRAČ, K., KOCH, G. & SREMAC, J. 2012: Middle and Late Miocene palynological biozonation of the south-western part of Central Paratethys (Croatia). — *Geologica Croatica* **65/2,** 207–222.

BALÁZS E. & NUSSZER A. 1987: Magyarország medenceterületeinek kunsági (pannóniai s. str.) emeletbeli vulkanizmusa. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **69,** 95–113.

BATTEN, D. J. 1996: Palynofacies and petroleum potential. — In: JANSONIUS, J., MCGREGOR, D. C. (Eds.): *Palynology: Principles and Applications.* — American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Dallas, 1065–1084.

BÉRCZI, I. 1988: Preliminary sedimentological investigation of a Neogene depression in the Great Hungarian Plain. — In: ROYDEN, L. H. & HORVÁTH, F. (eds): The Pannonian Basin: A study in basin evolution. — *AAPG Memoir* **45,** 107–116.

BÉRCZI, I. & PHILLIPS, R. L. 1985: Process and depositional environments within Neogene deltaic–lacustrine sediments, Pannonian Basin, Southeast Hungary. — *Geophysical Transactions* **31,** 55–74.

BÉRCZINÉ MAKK A. 1998: Az Alföld és a Tokaji-hegység triász és jura képződményeinek rétegtana. — In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. Mol–MÁFI kiadvány, Budapest, 281–295.

BJØRLYKKE, K. 2014: Relationships between depositional environments, burial history and rock properties. Some principal aspects of diagenetic process in sedimentary basins. — *Sedimentary Geology* **301,** 1–14. (http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2013.12.002)

BOGGS, S. JR. 2009: *Petrology of Sedimentary Rocks*. — Cambridge University Press, 600 p. (http://dx.doi.org/10.1017/cbo9780511626487)

BRINKHUIS, H. 1994: Late Eocene to Early Oligocene dinoflagellate cysts from the Priabonian type-area (Northeast Italy): biostratigraphy and paleoenvironmental interpretation. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **107,** 121–163. (http://dx.doi.org/10.1016/0031-0182(94)90168-6)

CHALONER, W. G. & MUIR, M. 1968: Spores and floras. — In: MURCHISON, D. G. & WESTALL, T. S. (eds): *Coal and Coal-bearing Strata*, Edinburgh, Oliver and Boyd, 127–146.

CRITELLI, S., LE PERA, E., GALLUZZO, F., MILLI, S., MOSCATELLI, M., PERROTTA, S. & SANTANTONIO, M. 2007: Interpreting siliciclastic-carbonate detrital modes in foreland basin systems: An example from Upper Miocene arenites of the central Apennines, Italy. — In: ARRIBAS, J., CRITELLI, S. & JOHNSSON, M. J. (eds): Sedimentary Provenance and Petrogenesis: Perspectives from Petrography and Geochemistry. — *Geological Society of America Special Paper* **420,** 107–133. (http://dx.doi.org/10.1130/2006.2420(08))

CSEREPESNÉ MESZÉNA, B. 1978: A Kiskunhalas-Ny-3. szénhidrogénkutató fúrással feltárt alsó-pannóniai bazalt és proterozoi migmatit képződményekről. — *Földtani Közlöny* **108/1,** 53–64.

CSONTOS, L., NAGYMAROSY, A., HORVÁTH, F., & KOVÁC, M., 1992: Tertiary evolution of the intra-Carpathian area: A model. — *Tectonophysics* **208,** 221–241. (http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(92)90346-8)

DALE, B. & DALE, A. L. 2002: Environmental applications of dinoflagellate cysts and acritarchs. — In: HASLETT, S. K. (ed.): Q*uaternary environmental micropalaeontology.* Arnold, London, 207–240.

DICKSON, J. 1966: Carbonate identification and genesis as revealed by staining. — *Journal of Sedimentary Research* **36,** 491–505. (http://dx.doi.org/10.1306/74D714F6-2B21-11D7-8648000102C1865D)

FÖLDVÁRI, M., KOVÁCS-PÁLFFY, P. & KÓNYA, P. 2008: Determination of mineralogical composition of the investigated core samples, Makó Trough (X-ray diffraction, thermal analysis). — In UNGER, Z. (ed.): *Executive Summary on Core Analysis Data and Procedures on the Wells Drilled in Makó Trough.* — MÁFI jelentés, Budapest, Appendix 3/1, 82 p.

FRASER, W. T., WATSON, J. S., SEPHTON, M. A., LOMAX, B. H., HARRINGTON, G., GOSLING, W. D. & SELF, S. 2014: Changes in spore chemistry and appearance with increasing maturity. — *Review of Palaeobotany and Palynology* **201,** 41–46. (http://dx.doi.org/10.1016/j.revpalbo.2013.11.001)

GRIMM, E. C. 1991–2001: Tilia, TiliaGraph and TGView Software. — Illinois State Museum, Springfield, Illinois, USA

HESSE, R. & ABID, I. A. 1998: Carbonate cementation – the key to reservoir properties of four sandstone levels (Cretaceous) in the Hibernia Oilfield, Jeanne d'Arc Basin, Newfoundland, Canada. — In: MORAD, S. (ed.): Carbonate Cementation in Sandstones. — *International Association of Sedimentologists Special Publication* **26,** 363–393. (http://dx.doi.org/10.1002/9781444304893.ch16)

JUHÁSZ, A. 1999: *Diagenetic constraints on Paleohydrodynamic and Thermal Reconstruction of Neogene Sediments at the Békés Basin – Battonya High Hydrocarbon Province, SE Hungary.* — PhD dissertation, University of Bern, Switzerland, 154 p.

JUHÁSZ, A., M. TÓTH, T., RAMSEYER, K., MATTER, A. 2002: Connected fluid evolution in fractured crystalline basement and overlying sediments, Pannonian Basin, SE Hungary. — *Chemical Geology* **182,** 91–120. (http://dx.doi.org/10.1016/s0009-2541(01)00269-8)

JUHÁSZ Gy. 1992: A pannóniai (s.l.) formációk térképezése az Alföldön: elterjedés, fácies és üledékes környezet. — *Földtani Közlöny* **122,** 133–165.

JUHÁSZ Gy. 1994: Magyarországi neogén medencerészek pannóniai s.l. üledéksorának összehasonlító elemzése. — *Földtani Közlöny* **124,** 341–365.

JUHÁSZ Gy. 1998: A magyarországi neogén mélymedencék pannóniai képződményeinek litosztratigráfiája. — In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana.* Mol–MÁFI kiadvány, Budapest, 469–483.

JUHÁSZ Gy. & THAMÓNÉ BOZSÓ E. 2006: Az alföldi pannóniai s.l. képződmények ásványi összetétele II. — A pannóniai s.l. homokok és homokkövek ásványi összetétel változásának tendenciái és földtani jelentőségük. — *Földtani Közlöny* **136,** 431–450.

JUHÁSZ, Gy., POGÁCSÁS, Gy., MAGYAR, I. & HATALYÁK, P. 2013: The Alpar canyon system in the Pannonian Basin, Hungary – its

morphology, infill and development. — *Global and Planetary Change* **103,** 174–192. (http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.10.003)

KÁZMÉR, M. 1990: Birth, life and death of the Pannonian Lake. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **79,** 171–188. (http://dx.doi.org/10.1016/0031-0182(90)90111-j)

KERN, A., HARZHAUSER, M., SOLIMAN, A., PILLER, W. E. & GROSS, M. 2012: Precipitation driven decadal scale decline and recovery of wetlands of Lake Pannon during the Tortonian. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **317–318,** 1–12. (http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2011.11.021)

KRAJEWSKI, K. P. & WOŹNY, E. 2009: Origin of dolomite ankerite cement in the Bravaisberget Formation (Middle Triassic) in Spitsbergen, Svalbard. — *Polish Polar Research* **30/3,** 230–248. (http://dx.doi.org/10.4202/ppres.2009.11)

LELKES, GY. & THAMÓ-BOZSÓ, E. 2008: Results of microscopic study of thin-sections of Makó–6 core 3, Makó–7 core 1–6 and Magyarcsanád–1 core 1–2. — in UNGER, Z. (Ed.): Executive Summary on Core Analysis Data and Procedures on the Wells Drilled in Makó Trough. — MÁFI jelentés, Budapest, Appendix 4/2, 145 p.

LEVANDOWSKY, M. & KANETA, P. 1987: Behaviour in dinoflagellates. — In: TAYLOR, F. J. R. (ed.): *The biology of dinoflagellates.* Blackwell Scientific, Oxford, 330–397.

MACHEL, H. G. 2001: Bacterial and thermochemical sulfate reduction in diagenetic settings — old and new insights. — *Sedimentary Geology* **140,** 143–175. (http://dx.doi.org/10.1016/s0037-0738(00)00176-7)

MACHEL, H. G., KROUSE, H. R. & SASSEN, R. 1995: Products and distinguishing criteria of bacterial and thermochemical sulfate reduction. — *Applied Geochemistry* **10,** 373–389. (http://dx.doi.org/10.1016/0883-2927(95)00008-8)

MAGYAR, I. 2010: A Pannon-medence ősföldrajza és környezeti viszonyai a késő miocénben. — Geolitera, Szeged, 140. p.

MAGYAR, I., GEARY, D. H. & MÜLLER, P. 1999a: Paleogeographic evolution of the Late Miocene Lake Pannon in Central Europe. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **147,** 151–167. (http://dx.doi.org/10.1016/s0031-0182(98)00155-2)

MAGYAR, I., GEARY, D.H., SÜTŐ-SZENTAI, M., LANTOS, M. & MÜLLER, P. 1999b: Integrated biostratigraphic, magnetostratigraphic and chronostratigraphic correlations of the Late Miocene Lake Pannon deposits. — *Acta Geologica Hungarica* **42/1,** 5–31.

MAGYAR I., JUHÁSZ GY., SZUROMINÉ KORECZ A. & SÜTŐNÉ SZENTAI M. 2004: A pannóniai Tótkomlósi Mészmárga Tagozat kifejlődése és kora a Battonya–pusztaföldvári-hátság környezetében. — *Földtani Közlöny* **134/4,** 521–540.

MAGYAR, I., RADIVOJEVIĆ, D., SZTANÓ, O., SYNAK, R., UJSZÁSZI, K. & PÓCSIK, M. 2013: Progradation of the paleo-Danube shelf margin across the Pannonian Basin during the Late Miocene and Early Pliocene. — *Global and Planetary Change* **103,** 168–173. (http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.06.007)

MARRET, F., LEROY, S., CHALIÉ, F. & GASSE, F. 2004: New organic-walled dinoflagellate cysts from recent sediments of Central Asian seas. — *Review of Palaeobotany and Palynology* **129,** 1–20. (http://dx.doi.org/10.1016/j.revpalbo.2003.10.002)

MARRET, F. & ZONNEVELD, K. A. F. 2003: Atlas of modern organic-walled dinoflagellate cyst distribution. — *Review of Palaeobotany and Palynology* **125,** 1–200. (http://dx.doi.org/10.1016/s0034-6667(02)00229-4)

MATENCO, L. & RADIVOJEVIĆ, D. 2012: On the formation and evolution of the Pannonian Basin: Constraints derived from the structure of the junction area between the Carpathians and the Dinarides. — *Tectonics* **31** (TC6007), 31 p. (http://dx.doi.org/10.1029/2012tc003206)

MÁTYÁS, J. & MATTER, A. 1997: Diagenetic indicators of meteoric flow in the Pannonian Basin, southeastern Hungary. — In: MONTANEZ, I. P., GREGG, J. M. & SHELTON, K. L. (eds): Basin-Wide Diagenetic Patterns: Integrated Petrologic, Geochemical, and Hydrologic Considerations, *Society for Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication* **57,** 281–296. (http://dx.doi.org/10.2110/pec.97.57.0281)

MORAD, S. 1998: Carbonate cementation in sandstones: distribution patterns and geochemical evolution. — In: MORAD, S. (ed.): Carbonate Cementation in Sandstones. *International Association of Sedimentologists Special Publication* **26,** 1–26. (http://dx.doi.org/10.1002/9781444304893.ch1)

MORAD, S., KETZER, J. M. & DE ROS, L. F. 2000: Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins. — *Sedimentology* **47** (Millenium Reviews), 95–120. (http://dx.doi.org/10.1046/j.1365-3091.2000.00007.x)

MUDIE, P. J., AKSU, A. E. & YASAR, D. 2001: Late Quaternary dinoflagellate cysts from the Black, Marmara and Aegean seas: variation in assemblages, morphology and paleosalinity. — *Marine Micropalaeontology* **43,** 155–178. (http://dx.doi.org/10.1016/s0377-8398(01)00006-8)

NÁDASI E. 2011: Szulfátredukció ásványtani vizsgálata a Makói-árok mélyebb részén. — *Szakdolgozat,* Miskolci Egyetem, Ásvány-Kőzettan Tanszék, Miskolc, 100 p.

PAP S. 1983: Alsó-pannóniai bazaltvulkanizmus Balástya és Üllés-Ruzsa-Zákányszék térségében. — *Földtani Közlöny* **113/2,** 163–170.

PÁVEL E. 2015: Egy dél-alföldi szénhidrogén-kutatási terület neogén sorozatának geológiai és geokémiai vizsgálata és medencemodellje — esettanulmány. — Diplomamunka (Geológus MSc), ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest, 122 p.

PIGOTT, J. D. & RADIVOJEVIĆ, D. 2010: Seismic Stratigraphy Based Chronostratigraphy (SSBC) of the Serbian Banat Region of the Pannonian Basin. — *Central European Journal of Geosciences* **2/4,** 481–500. (http://dx.doi.org/10.2478/v10085-010-0027-2)

POPESCU, S.-M., MELINTE M. C., SUC, J.-P., CLAUZON, G., QUILLÉVÉRÉ, F. & SÜTŐ-SZENTAI, M. 2007: Earliest Zanclean age for the Colombacci and uppermost Di Tetto formations of the „latest Messinian" northern Appennines: New palaeoenvironmental data from the Maccarone section (Marche Province, Italy). — *Geobios* **40,** 359–373. (http://dx.doi.org/10.1016/j.geobios.2006.11.005)

POPESCU, S.-M., DALESME, F., JOUANNIC, G., ESCARGUEL, G., HEAD, M. J., MELINTE-DOBRINESCU, M. C., SÜTŐ-SZENTAI, M., BAKRAČ, K. & SUC, J.-P. 2009: *Galeacysta etrusca* complex: Dinoflagellate cyst marker of Paratethyan influxes to the Mediterranean sea before and after the peak of the Messinian salinity crisis. — *Palynology* **33,** 105–134. (http://dx.doi.org/ 10.2113/gspalynol.33.2.105)

PROSS, J. 2001: Paleo-oxygenation in Tertiary epeiric seas: Evidence from dinoflagellate cysts. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **166,** 369–381. (http://dx.doi.org/10.1016/s0031-0182(00)00219-4)

RIDING, J. B. & KYFFIN-HUGHES, J. E. 2004: A review of the laboratory preparation of palynomoprhs with a description of an effective non-acid technique. — *Revista Brasileira de Paleontologia* **7,** 13–44. (http://dx.doi.org/10.4072/rbp.2004.1.02)

RISCHÁK, G. & VICZIÁN, I. 1974: Mineralogical factors determining the intensity of basal reflections of clay minerals. — *MÁFI Évi Jelentés 1972-ről*, 229–256.

ROCHON, A., MUDIE, P. J., AKSU, A. E. & GILLESPIE, H. 2002: Pterocysta gen. nov.: A new dinoflagellate cyst from Pleistocene

glacial stage sediments of the Black and Marmara Seas. — *Palynology* **26,** 95–105. (http://dx.doi.org/10.1080/01916122.2002.9989568)

RUNDIĆ, L., GANIĆ, M., KNEŽEVIĆ, S., SOLIMAN, A. 2011: Upper Miocene Pannonian sediments from Belgrade (Serbia): new evidence and paleoenvironmental considerations. — *Geologica Carpathica* **62,** 267–278. (http://dx.doi.org/10.2478/v10096-011-0021-z)

SAJGÓ, CS., HORVÁTH, Z. A. & LEFLER, J. 1988: An organic maturation study of the Hód–I borehole, Pannonian Basin. — In: ROYDEN, L. H. & HORVÁTH, F. (eds): *The Pannonian Basin: A study in basin evolution.* — *AAPG Memoir* **45,** 297–310.

SCHMID, S. M., BERNOULLI, D., FÜGENSCHUH, B., MATENCO, L., SCHEFER, S., SCHUSTER, R., TISCHLER, M. & USTASZEWSKI K. 2008: The Alpine–Carpathian–Dinaridic orogenic system: Correlation and evolution of tectonic units. — *Swiss Journal of Geosciences* **101/1,** 139–183. (http://dx.doi.org/10.1007/s00015-008-1247-3)

SLUIJS, A., PROSS, J. & BRINKHUIS, H. 2005: From greenhouse to icehouse; organic-walled dinoflagellate cysts as paleoenvironmental indicators in the Paleogene. — *Earth-Science Reviews* **68/3–4,** 281–315. (http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2004.06.001)

STAPLIN, F. L. 1969: Sedimentary organic matter, organic metamorphism and oil and gas occurrence. — *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* **17,** 47–66.

SÜTŐ-SZENTAI, M. 1988: Microplankton zones of organic skeleton in the Pannonian s.l. stratum complex and in the upper part of the Sarmatian strata. — *Acta Botanica Hungarica* **34,** 339–356.

SÜTŐNÉ SZENTAI M. 1994: Dinoflagellaták jelentősége a Pannon-medence globális kapcsolataihoz a mátraaljai Detk–I. sz. fúrás alapján. — *Folia Historico Naturalia Musei Matraensis* **20,** 13–29.

SÜTŐ-SZENTAI, M. 2000: Organic walled microplankton zonation of the Pannonian s.l. in the surroundings of Kaskantyú, Paks and Tengelic (Hungary). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1994–1995. évről*, 153–175.

SÜTŐNÉ SZENTAI M. 2012: Szervesvázú mikroplankton zónák a szarmata és a pannóniai emeletek határán Magyarországról. — e-*Acta Naturalia Pannonica* **4,** 5–34.

SZABÓ B., HETÉNYI M., SCHUBERT F., MILOTA K. & M. TÓTH T. 2009: Repedezett bazalt anyagú szénhidrogén rezervoárok Üllés–Ruzsa–Bordány térségében. — In: M. TÓTH (szerk.): M*agmás és metamorf képződmények a Tiszai Egységben*. GeoLitera, Szeged, 307–323.

SZTANÓ, O., SZAFIÁN, P., MAGYAR, I., HORÁNYI, A., BADA, G., HUGHESE, D., W. & WALLISE, R., J. 2013: Aggradation and progradation controlled clinothems and deep-water sand delivery model in the Neogene Lake Pannon, Makó Trough, Pannonian Basin, SE Hungary. — *Global and Planetary Change* **103,** 149–167. (http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.05.026)

SZTANÓ, O., HORÁNYI, A., MOLNÁR, G. & BADA, G. 2015: One basin, three different turbidite systems: Late Miocene, Makó Trough, Pannonian Basin, Hungary. — Abstract Book of 31st IAS Meeting of Sedimentology, Krakow, Poland, p. 518.

SZUROMI-KORECZ, A., SÜTŐ-SZENTAI, M. & MAGYAR, I. 2004: Biostratigraphic revision of the Hód-I well: Hungary's deepest borehole failed to reach the base of the Upper Miocene Pannonian Stage. — *Geologica Carpathica* **55,** 475–485.

TARI, G., DÖVÉNYI, P., DUNKL, I., HORVÁTH, F., LENKEY, L., STEFANESCU, M., SZAFIÁN, P., & TÓTH, T. 1999. Lithospheric structure of the Pannonian basin derived from seismic, gravity and geothermal data. — *Geol. Soc. London Spec. Publ.* **156,** 215–250. (http://dx.doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.156.01.12)

THAMÓNÉ BOZSÓ E., JUHÁSZ GY. & Ó. KOVÁCS L. 2006: Az alföldi pannóniai s.l. képződmények ásványi összetétele I. — A pannóniai s.l. homokok és homokkövek jellemzői és eredete. — *Földtani Közlöny* **136,** 407–430.

TŐKÉS L. & SZTANÓ O. 2015: Zagyárak „mutatványai" és a turbiditkorlátozó medencék: szemle. — *Földtani Közlöny* **145/2,** 151–172.

UHRIN A. 2011: A Pannon-tó só- és vízháztartásának számítása. — *Földtani Közlöny* **141/4,** 383–392.

VARGA, A. 2010: Tentative diagenetic history in the Makó trough: An integrated approach based on previous mineralogical, petrographic and geochemical data. — Report for TXM Oil and Gas Exploration Ltd., Hortseed Ltd., Veszprém, 30 p.

VETŐ, I. 2008: Source rocks and hydrocarbon alteration in the Makó through. — In: UNGER, Z. (ed.): Executive Summary on Core Analysis Data and Procedures on the Wells Drilled in Makó Trough. — MÁFI jelentés, Budapest, Chapter VI, 26 p.

WALL, D. & DALE, B. 1968: Modern dinoflagellate cysts and the evolution of the Peridiniales. — *Micropaleontology* **14,** 265–304. (http://dx.doi.org/ 10.2307/1484690)

WEAVER, C. E. 1989: *Clays, Muds, and Shales.* — Elsevier, Amsterdam, 819 p. (http://dx.doi.org/ 10.1016/s0070-4571(08)x7036-0)

WOOD, G. D., GABRIEL, A. M. & LAWSON, J. C. 1996: Palynological techniques – processing and microscopy. — In: JANSONIUS, J. & MCGREGOR, D. C. (eds): Palynology: Principles and applications. — AASP Foundation, Dallas, 1, 29–50.

WORDEN, R. H. & BURLEY, S. D. 2003: Sandstone diagenesis: the evolution of sand to stone. — In: BURLEY S. D. & WORDEN R. H. (eds): *Sandstone diagenesis: Recent and Ancient.* — Blackwell Publishing, Oxford, 3–44. (http://dx.doi.org/10.1002/9781444304459.ch)

WORDEN, R. H. & MORAD, S. 2003: Clay minerals in sandstones: controls on formation, distribution and evolution. — In: WORDEN, R. H. & MORAD, S. (eds): *Clay Mineral Cements in Sandstones.* — Blackwell Publishing, Oxford, 3–41. (http://dx.doi.org/10.1002/9781444304336.ch1)

YULE, B., CARR, A. D., MARSHALL, J. E. A., ROBERTS, S. 1999: Spore transmittance (%St): a quantitative method for spore colour analysis. — *Organic Geochemistry* **30,** 567–581. (http://dx.doi.org/ 10.1016/s0146-6380(99)00054-6)

ZAJZON, N., VETŐ, I., DEMÉNY, A., PINTÉR, F. & FÖLDVÁRI, M. 2010: Pyrite generations and ankerite in the deepest sediments of the Makó-trench (Pannonian basin). — In: ZAHARIA, L., KIS, A., TOPA, B., PAPP, G. & WEISZBURG, T. G. (eds): IMA 2010 20th General Meeting of the International Mineralogical Association, Budapest, Hungary, 21–27 August, *Acta Miner. Petr. Abstract Series (Szeged)* **6,** p. 19.

ZONNEVELD, K. A. F., MARRET, F., VERSTEEGH G. J. M., BOGUS, K., BONNET, S., BOUIMETARHAN I., CROUCH, E., DE VERNAL, A., ELSHANAWANY, R., EDWARDS, L., ESPER, O., FORKE, S., GRŘSFJELD, K., HENRY, M.,HOLZWARTH, U., KIELT, J.-F., KIM, S-Y., LADOUCEUR, S., LEDU, D., CHEN, L., LIMOGES, A., LONDEIX, L., LU, S.-H., MAHMOUD, M. S., MARINO, G., MATSUOKA, K., MATTHIESSEN, J., MILDENHAL, D. C., MUDIE, P., NEIL, H. L., POSPELOVA, V., QI, Y., RADI, T., RICHEROL, T., ROCHON, A., SANGIORGI, F., SOLIGNAC, S., TURON, J.-L., VERLEYE, T., WANG, Y., WANG, Z. & YOUNG, M. 2012: Atlas of modern dinoflagellate cyst distribution based on 2405 datapoints. — *Review of Palaeobotany and Palynology* **191,** 1–197. (http://dx.doi.org/10.1016/j.revpalbo.2012.08.003).

Kézirat beérkezett:

## I. tábla — Plate I

A Hódmezővásárhely Hód–I jelű fúrás 35. és 40. magfúrási szakaszát (5167,0–5183,0 m, illetve 5468,0–5486,0 m) képviselő minták összetétele és szöveti jellemzői.

a) és b) Kőzetliszt–aprószemcsés homok méretű törmelékes szemcséket (kvarc, klorit, muszkovit, karbonát) tartalmazó márga (35/30 minta; 1N). Bioklaszt vázelemek (nyilak), framboidális pirithalmazok és szerves anyag fragmentumok figyelhetők meg;

c) Perforált ostracoda félteknő és framboidális pirithalmazok (40/9 minta; 1N);

d) Korai pátos kalcitcementtel kitöltött ostracodaváz (40/9 minta; 1N, festett vékonycsiszolat);

e) Szenesedett növénymaradvány jól felismerhető sejtszerkezettel (40/9 minta; 1N; kék műgyantával impregnált minta). A szemcsén belüli pórusokat részlegesen pirit, majd kalcitcement tölti ki;

f–h) Kalcitcement (halványpiros), korrodált kvarcszemcsék (piros nyilak), valamint romboéderes dolomitkristályok (sárga nyíl) homokkőben (40/9 minta; 1N, festett vékonycsiszolat; h: 40/43 minta, konglomerátum)

Jelmagyarázat: Lm = metamorf kőzettörmelék; ms = muszkovit; bt = biotit; chl = klorit; pyr = pirit; om = szerves anyag

***PlateI.***

*Mineralogical and textural features of the studied samples derived from cores 35 and 40 (Hódmezővásárhely–I, 5167.0–5183.0 m and 5468.0–5486.0 m, respectively).*

*a) and b) Silt- to fine-grained-sand-sized detrital grains (quartz, chlorite, muscovite, carbonate fragment) in a marl sample (sample 35/30; parallel nicols). Note bioclast fragments (arrows), framboidal pyrites and organic matter fragments;*

*c) Ostracod valve and framboidal pyrites (sample 40/9; parallel nicols);*

*d) Ostracod valves filled with calcite cement of an early diagenetic origin (sample 35/9; parallel nicols, stained thin section);*

*e) Coaly plant fragment showing cellular sructures. Primary pores are partly filled with pyrite and/or calcite (sample 40/9; parallel nicols, impregnated with blue-dyed epoxy resin);*

*f–h) Calcite (pink) cement, corroded quartz grains (red arrows) and dolomite crystals (yellow arrow) (sample 40/9; parallel nicols, stained thin section; h: sample 40/43, conglomerate)*

*Abbreviation: Lm = metamorphic rock fragment; ms = muscovite; bt = biotite; chl = chlorite; pyr = pyrite; om = organic matter*

## II. tábla — Plate II

A Hódmezővásárhely Hód–I jelű fúrás 35. és 40. magfúrási szakaszát (5167,0–5183,0 m, illetve 5468,0–5486,0 m) képviselő minták összetétele és szöveti jellemzői.

a) és b) Orientált kőzetliszt méretű, törmelékes csillámok, kvarc, framboidális pirithalmazok, továbbá pirittel és pátos kalcittal kitöltött foraminifera vázak (40/19 minta; 1N);

c) Bakteriális szulfátredukcióra utaló framboidális pirithalmazok (40/9 minta; visszaszórt elektronkép, SEM/BSE);

d) Sajátalakú piritkristályok (40/9 minta; visszaszórt elektronkép, SEM/BSE);

e) és f) Pirit cement, valamint pirit általi részleges szemcsehelyettesítés a homokkő betelepülésben (35/30 minta; 1N és +N);

g) és h) Sajátalakú piritkristályok, amelyek részlegesen a vázalkotó kvarcszemcséket is helyettesítik. A pirit belsejében látható szabálytalan alakú sötét zárványokat kvarc alkotja (35/30 minta; visszaszórt elektronkép, SEM/BSE)

Jelmagyarázat: Qm = monokristályos kvarc; ms = muszkovit; bt = biotit; pyr = pirit; qtz = kvarc

***PlateII.***

*Mineralogical and textural features of the samples derived from cores 35 and 40 (Hódmezővásárhely–I, 5167.0–5183.0 m and 5468.0–5486.0 m, respectively).*

*a) and b) Oriented silt-sized detrital micas, quartz grains, framboidal pyrites and foraminifera fragments (arrows) filled with pyrite and sparitic calcite cement (sample 40/19; parallel nicols);*

*c) Pyrite framboids reflecting bacterial sulphate reduction (sample 40/9; SEM BSE image);*

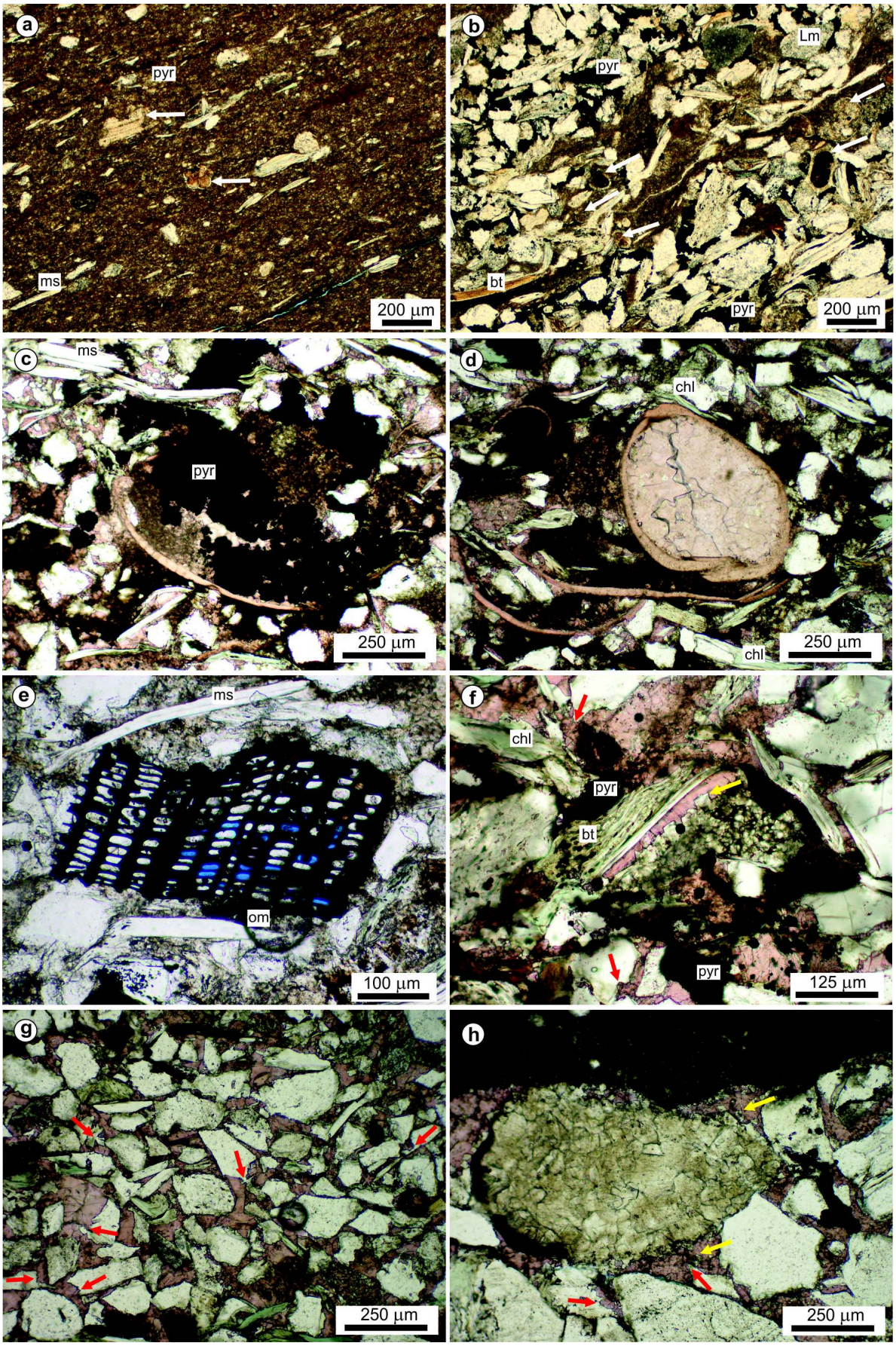
*d) Euhedral pyrite crystals (sample 40/9; SEM BSE image);*

*e) and f) Pervasive pyrite cement and replacive pyrite in a sandstone sample (sample 35/30; parallel and crossed nicols);*

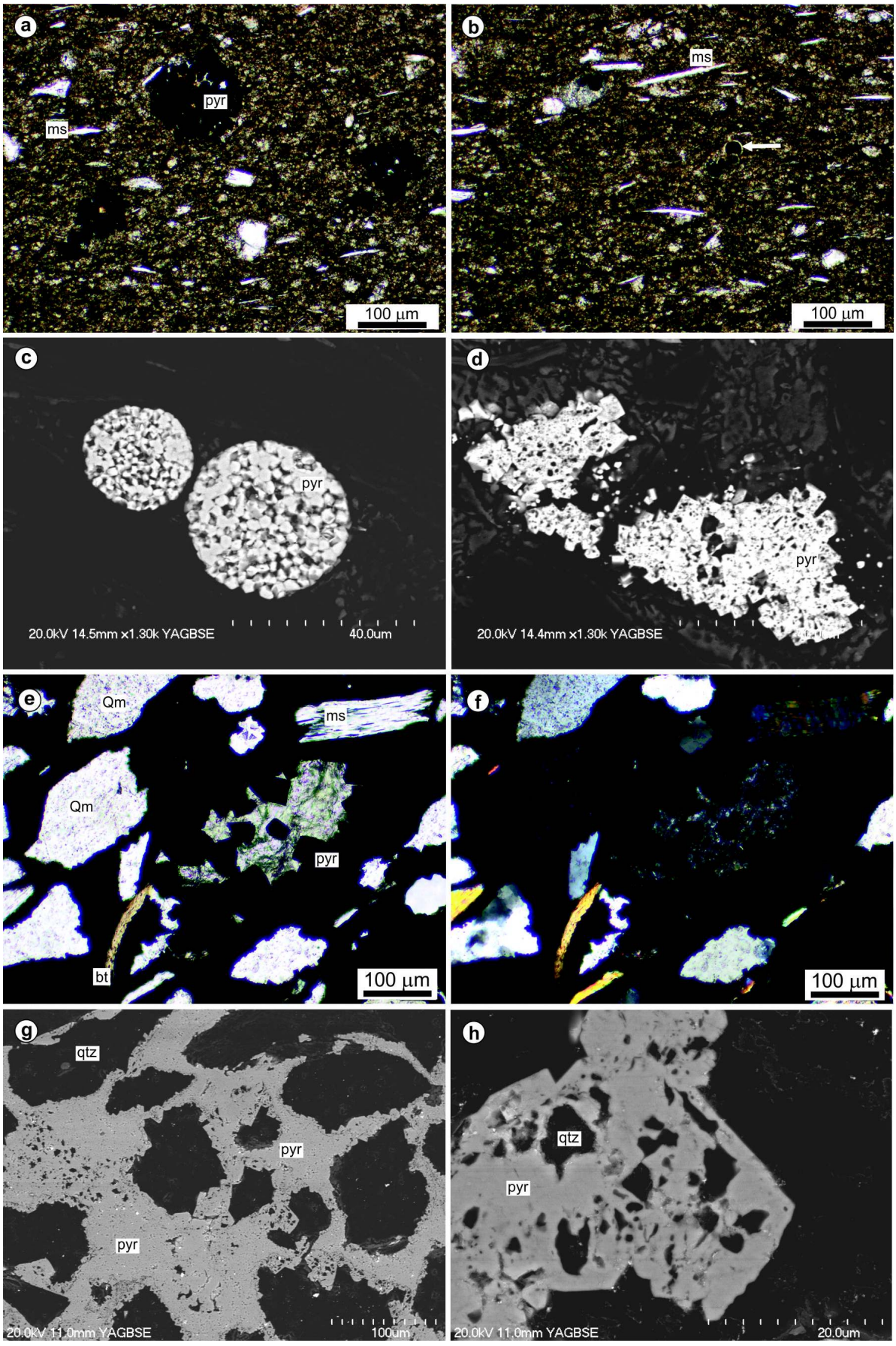
*g) and h) Euhedral pyrite. Note quartz inclusions in the pyrite crystals (sample 35/30; SEM BSE images)*

*Abbreviation: Qm = monocrystalline quartz; ms = muscovite; bt = biotite; pyr = pyrite; qtz = quartz*

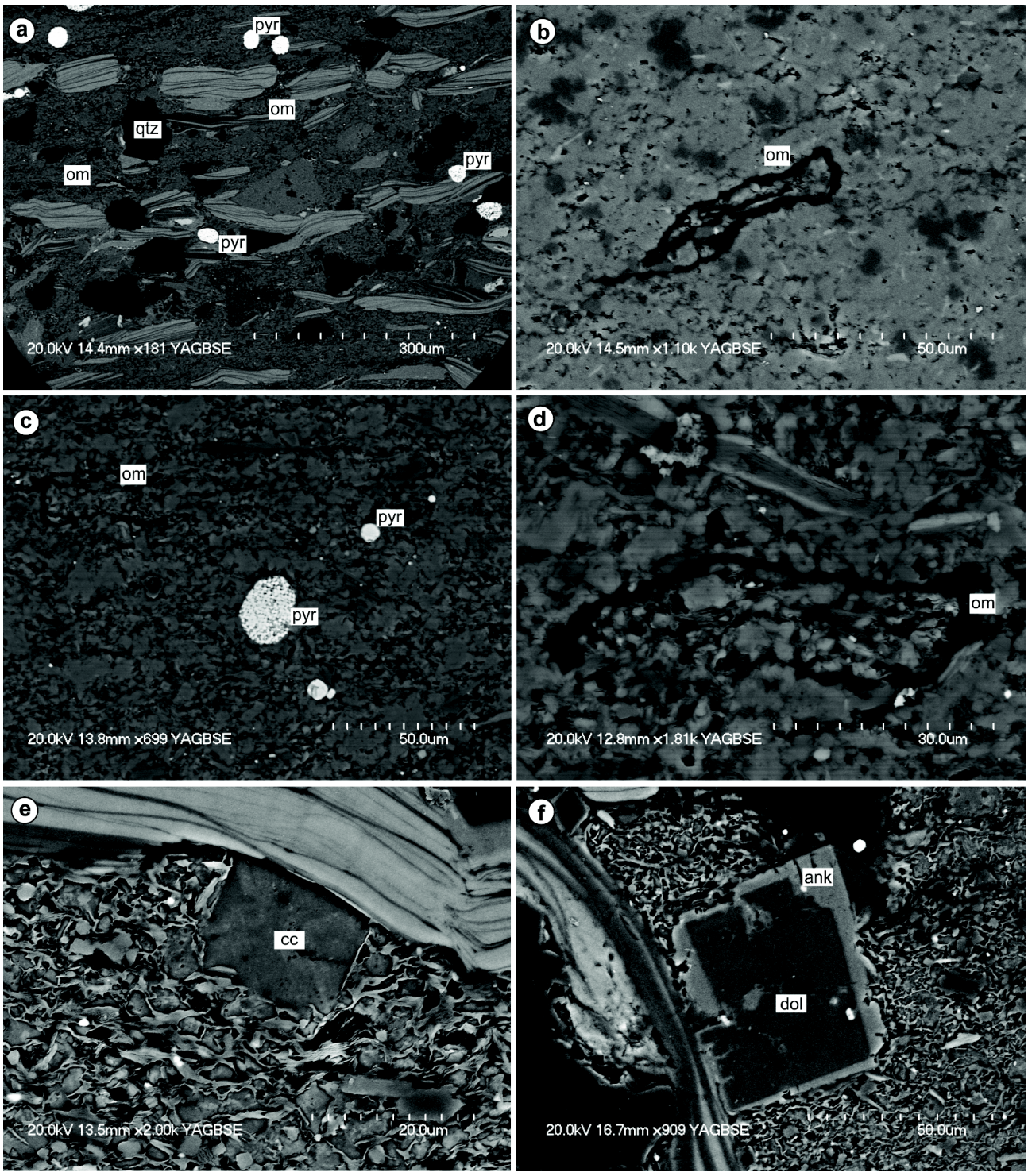
## I. tábla — Plate I



## II. tábla — Plate II



## III. tábla — Plate III




A Hódmezővásárhely–I fúrás 35. magfúrási szakaszát (5167,0–5183,0 m) képviselő minták mikroszöveti jellemzői visszaszórt elektronképek alapján (SEM/BSE). a) Orientáltan elhelyezkedő törmelékes csillámok, framboidális pirithalmazok, valamint szögletes kvarctöredékek (35/4 minta); b) Kompaktált szervesanyag-töredék (35/4 minta); c) Kompaktált szervesanyag-maradvány, valamint framboidális pirithalmazok (35/18 minta); d) Kompaktált szervesanyag-maradvány, valamint deformált törmelékes csillám (felső rész) (35/18 minta); e) és f) Törmelékes csillámmal érintkező romboéderes karbonátkristály. A márgát rétegszilikátba (illit) burkolt mikrites kalcit alkotja (35/10 minta)

Jelmagyarázat: pyr = pirit; om = szerves anyag; qtz = kvarc; cc = kalcit; dol = dolomit; ank = ankerit

*Microtextural features of the samples derived from core 35 (Hódmezővásárhely–I, 5167.0–5183.0 m) using scanning electron microscopy (SEM, BSE images). a) Oriented detrital micas, pyrite framboids and angular quartz grains (sample 35/4); b) Compacted organic matter fragment (sample 35/4); c) Compacted organic matter fragment together with pyrite framboids (sample 35/18); d) Compacted organic matter fragment and deformed detrital mica (upper part) (sample 35/18); e) and f) Detrital mica with rombohedral carbonate crystal. Note micritic calcite coated by illitic clay (35/10)*

*Abbreviation: pyr = pyrite; om = organic matter; qtz = quartz; cc = calcite; dol = dolomite; ank = ankerite*