

A kora-miocén Pétervásárai Homokkő diagenézis-története

SZÓCS Emese¹, HIPS Kinga², JÓZSA Sándor³, BENDÓ Zsolt³

¹ELTE TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány, 1/C, e-mail: (meseszocs@gmail.com)

²MTA–ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport, 1117 Budapest, Pázmány s. 1/C

³ELTE TTK Közvetlen Geokémia Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C

Diagenetic evolution of the Lower Miocene Pétervására Sandstone Formation

Abstract

For this paper, the Eggenburgian Pétervására Sandstone — a shallow marine siliciclastic formation — was studied as a surface analogue for known reservoir rocks. Field observation in the area of Kishartyán, detailed petrography (including SEM, CL) and geochemical analysis (XRD, SEM-EDS, stable isotope analysis) were applied to find out more about the diagenetic processes, the burial history, the porosity evolution, and their relationship with the weathering forms. The composition of the fine to very coarse-grained sandstones varies between subarenite and litharenite. The most common detrital grains are mono- and polycrystalline quartz and sedimentary rock fragments (cherts, dolomites and metamorphic rock fragments). Ductile grains are represented by micas and altered volcanoclastic rock fragments. Based on the proportion of components, four lithofacies were distinguished: porous sandstone (LF1), matrix-rich sandstone (LF2), cement-rich sandstone (LF3), and matrix and cement rich sandstone (LF4). The eogenetic minerals are: glauconite, framboidal pyrite, flattened rhombohedral siderite crystals, K-feldspar overgrowth cement, kaolinite, and (supposedly) small amounts of calcite. The maximum burial temperature was likely reached at around 80 °C; this is indicated by the presence of quartz overgrowth cement, mixed layer illite/smectite, and replacive and cementing albite. These minerals were formed in the mesogenetic realm. During eogenesis and mesogenesis, the porosity of the sandstone progressively decreased due to compaction and the precipitation of authigenic minerals. Calcite is one of the latest diagenetic minerals and occurs both as a replacive phase and as cement. The distribution of calcite within the studied sandstone is heterogeneous. Calcite is present in elongated lenses where the sandstone has a very low porosity. Considering the geochemical data and the geological setting, the origin of the calcite can be explained by several genetic models. According to these models, the formation of the calcite may have taken place either in the mesogenetic realm from modified marine pore waters (buried together with the sediment), or from an exotic fluid channelled along fault zones. In the second scenario, there are two possibilities regarding the origin of the parent fluid: namely, (a) a formational fluid or (b) a deeply circulated, warmed-up meteoric fluid. The high porosity of the sandstone is the result of dissolution by meteoric water during uplift. Diagenetic evolution of the sandstone had a crucial role in the formation of the weathering morphology.

Keywords: sandstone, petrography, diagenesis, replacive and cement calcite, Miocene, Northern Hungary

Összefoglalás

Az eggenburgi korú, sekélytengeri környezetben képződött Pétervásárai Homokkő Formációt, mint ismert rezervoár kőzet felszíni analógját vizsgáltuk. A szemcseösszetétel, a diagenézistörténet és a porozitásfejlődés rekonstrukciójához terepi vizsgálatokat és petrográfiai megfigyeléseket végeztünk, melyeket geokémiai mérések egészítettek ki. A vizsgált, apró-durvaszemcsés, közettörmelékű homokkőben a komponensek mennyiségi aránya alapján négy litofációs különböztethető meg; ezek a porózus (LF1), mátrixgazdag (LF2), cementgazdag (LF3), és mátrix- és cementgazdag (LF4) homokkőtípusok. A diagenézis során, az eogenezis tartományában képződött autigén ásványok a glaukonit, a framboidális pirít, sziderit, kálföldpát továbbnövekedési cement, kaolinit és a feltételezhetően nagyon kis mennyiségű kalcit-cement. A legalább 80 °C-os hőmérsékletet elérve, a mezogenezis tartományában megjelent a kvarc továbbnövekedési cement, kevert szerkezetű illit/szmektit és albit keletkezett. Így a fokozatosan betemetődött homokkőben a porozitás folyamatosan csökkent a kompakció és a megjelenő új ásványfázisok miatt. A legnagyobb mennyiségben megjelenő, egyik legkésőbbi autigén ásványfázis a kalcit. Ez főleg ásványhelyettesítésként, kisebb részben pedig cementként, elszigetelt lencsékben van jelen. A rendelkezésre álló geokémiai adatok alapján, figyelembe véve a terület földtani felépítését, a kalcit eredete több genetikai modellel is magyarázható. Ezek szerint képződhetett egyrészt a mezogenezis

tartományában, az üledékekkel betemetődött módosult tengeri eredetű pórusfluidumból, másrészt keletkezhetett törésként a kőzettestbe áramlott egzotikus fluidumból. Ez utóbbi esetben is két változat lehetséges, vagy egy magas hőmérsékletű formációs fluidumból vált ki, vagy egy mélyre cirkulált és felmelegedett meteorikus eredetű fluidumból. A homokkő jelentős porozitással rendelkezik, főleg a kalcitot nem tartalmazó részeken. Ez a porozitás a kiemelkedés során, a felszín közelében alakulhatott ki a beszívó meteorikus vizek oldó hatása révén. A feltárásban megjelenő különleges mállási formák kialakulásában a homokkő diagenézistörténetének jelentős szerepe volt.

Tárgyszavak: homokkő, petrográfia, diagenézis, ásványhelyettesítő és cementkalcit, miocén, Észak-Magyarország

Bevezetés

A sekélytengeri törmelékes üledékes kőzetek diagenézisének története számos tanulmány tárgyát képezi, ugyanis ezek gyakran jó szénhidrogén-tároló kőzetek. Porozitásuk fejlődését számos tényező befolyásolja; úgy mint az üledékes környezet, az üledékes környezetben a pórusfluidum összetétele, a lehordási terület, a terület szerkezeti fejlődése és a hidrogeológiai viszonyok (MORAD 1998). A porozitás csökkenéséhez vezető legfontosabb tényezők a kompaktáció és az autigén ásványok megjelenése, míg növekedéséért az oldódás felelős. A homokkövekben megjelenő cementásványok nagy része általában speciális felületekhez kötődik, vagyis a kristálycsírák bizonyos összetételű vázalkotó szemcséken kezdenek növekedni, így megjelenésük előre jelezhető és modellezhető. Nem mondható el ugyanez a karbonátcementről, ami a homokkövekben gyakran a legnagyobb mennyiségben előforduló cementfázisként jelenik meg. A sekélytengeri homokkövekben gyakori jelenség a lencsés vagy konkréciószerű, esetenként összefüggő rétegekben megjelenő kalcitcementáció. Ez sok esetben fluidum-áramlási gátat képez és a rezervoár kőzettestek térbeli megosztását okozhatja (BJØRKUM & WALDERHAUG 1990, MOLENAAR 1998, VAN DEN BRIL & SWENNEN 2008). A diagenetikus folyamatok jobb megértése érdekében az ilyen képződményeket gyakran tanulmányozzák felszíni feltárásban, ugyanis ez részletesebb vizsgálatokra ad lehetőséget. Azonban a felszínen található kőzetek intenzív felszíni mállása elfedheti a korábbi diagenetikus fázisok nyomait, ezzel megnehezítve azok vizsgálatát.

Az eggenburgi korú Pétervásárai Homokkő Formáció a Magyar paleogén medence egyik legfiatalabb képződménye, melynek korát, elterjedését és szedimentológiai jellemzőit a korábbi kutatásoknak köszönhetően részletesen ismerjük (BÁLDI 1983, HÁMOR 1985, SZTANÓ 1994). A Gödöllő–Tóalmás–Tura–Jászberény térségében fúrásokból ismert a Pétervásárai Homokkővel azonos képződmény, amely szénhidrogén-tároló (LAKATOS et al. 1991). A jelen tanulmány célja a homokkő betemetődés-történetének és a porozitás fejlődésének rekonstrukciója.

Földtani felépítés

A Pétervásárai Homokkő Formáció Magyarország északi és Szlovákia déli részén feltárolt képződmény. Az Északmagyarországi paleogén medence északkeleti részén keletkezett, ahol az üledékképződés a késő-eocéntól a kora-mio-

cénig tartott. A medencekitöltő üledékek összvastagsága eléri a 2500 métert (BÁLDI & BÁLDI-BEKE 1985, SZTANÓ 1994). Az eggenburgiban a slírképződés a medence központi részére korlátozódott, a medence nyugati peremén a Budafoki Homok, a keleti peremeken pedig a Pétervásárai Homokkő képződött. A sekélytengeri homokos képződmények a medence központja felé progradálva fokozatosan feltöltötték azt. A medence fejlődését lezáró esemény terméke a Gyulakeszi Riolittufa, melynek kora kb. 17,5 Ma (PÁLFY et al. 2007, LUKÁCS et al. 2014).

A Pétervásárai Homokkő Formáció vastagsága 200 és 600 m között változik, délkeletről északnyugat felé növekszik (HÁMOR 1985). Nannoplankton (BÁLDI 1983, NAGYMAROSY & BÁLDI-BEKE 1988) és a konglomerátumban található molluscák alapján kora eggenburgi (BÁLDI 1983). Feküje a Szécsényi Slír, mellyel nyugaton és északon összefogazódik, keleten a Darnó-zóna határolja (FODOR et al. 1992). A formáció egyes rétegeiben feldúsuló, viszonylag magas glaukonittartalmáról több szerző is említést tesz (BÁLDI 1983, HÁMOR 1985). A formáció zöld szemcséi közül azonban csak kevés bizonyult glaukonitnak; ezek az echinodermaták vázában kitöltésként megjelenő változatok. A zöld szemcsék nagy része — melyeknek a képződmény a „glaukonitos homokkő” nevet köszönheti — szeladonit és klorit összetételű és agyagásványok, illetve metamorf vagy vulkáni eredetű kőzettörmelék-szemcsék átalakulásával keletkeztek (FEKETE 2003).

Az Észak-magyarországi-öböl keleti határa egy meredek, tektonikusan létrejött sziklás part, a Darnó-zóna volt, a part közelében legyeződeltákkal, a medence felé haladva nagyméretű, majd kisebb, árapály áramlás formálta homokdombmezővel, a mélyebb részeken átmenettel a slír felé (SZTANÓ 1994, SZTANÓ & BOER 1995). A Pétervásárai Homokkő finom-durvaszemcsés homokkövek váltakozásából áll, amelyekben a változatos léptékű keresztretegzés adja az uralkodó üledékszerkezetet. A képződmény homok szemcseméretű anyaga déli irányból szállítódott, a hozzákeveredett kavicsanyag megegyezik a Darnói Konglomerátum anyagával. A formációban északnyugat felé egyre csökken a vulkáni eredetű kőzettörmelék-szemcsék mennyisége, a radiolaritzemcséké pedig egyre nő (SZTANÓ & JÓZSA 1996). A medence közepe felé haladva a Szécsényi Slír összefogazódik a Pétervásárai Homokkővel, melynek vastagsága Kishartyán környékén 200–400 m (HÁMOR 1985). Fúrásokból horzsakőtörmelék és biotitostufa-betelepülés ismert a formáció felső részéből, ami a homokkő képződésével egyidejű vulkanizmusra utal (BÁLDI 1997). A Mát-rától északra található területeken a képződmény gyakran

felszínen található vagy kvarter képződmények fedik. A medence mélyebb részein eggenburginak tartott folyóvízi agyagos homokos képződmény, otnangi barnakőszenes összlet, kárpáti slír, vagy kvarter üledék fedí (HÁMOR 1985). A homokkőre települő miocén rétegsor minimális vastagsága kb. 1600 m (HÁMOR 1989).

Vizsgálati módszerek

A mintavételezés kétféle módszerrel történt, 5 és 3 cm átmérőjű kézi fúróval kb. 30 cm mélységig befúrva, illetve a kőzetet felületéről kalapáccsal leütve. Összesen 23 db fúrómagból és 9 db felszíni mintából készült vékonycsiszolat. A kőzetminták csiszolás előtt vákuumban kék gyantába lettek beágyazva. A petrográfiai megfigyelések Olympus BX41 típusú polarizációs mikroszkóppal történtek. A katódlumineszcens (CL) vizsgálatokat polírozott felületű mintákon MAAS-Nuclide ELM-3 típusú hideg katódos készülékkel végeztük. Alizarin vörös és kálium-ferricianid keverékéből álló Dickson-féle oldattal (DICKSON 1966) való csiszolatfestés után mechanikus módszerrel pontszámlálás végeztünk (16 mintában, mintánként 300 pont). A földpátok mennyiségének meghatározása ImageJ szoftver segítségével történt, katódlumineszcens mikroszkópban készült felvételek használatával. A fluidzárvány mikrotermometriai vizsgálatokhoz mindkét oldalon polírozott, 80 µm vastagságú csiszolatok készültek.

A pásztázó elektronmikroszkópos (SEM) vizsgálatokat energiadiszipatív spektrométerrel (EDS) felszerelt Amray 1830i típusú berendezéssel végeztük 20 kV gyorsító feszültség és 1 nA sugáráram mellett. A mérések fókuszált

elektronsugárral történtek (átmérő ~100 nm), a mérési idő 100 sec (livetime) volt. Négy polírozott vékonycsiszolaton és három fúrómag tört felszínén végeztünk megfigyeléseket; ezek felszínét szénnel vontuk be. A megfigyeléseket és méréseket visszavert elektronsugaras (BSE), szekunder elektronsugaras (SE) és katódlumineszcens (SEM-CL) módban végeztük.

Öt minta agyagásvány-összetétele került meghatározásra röntgen-pordiffrakciós vizsgálatok segítségével (XRD). A felvételek Siemens D 5000 típusú, szcintillációs detektorral felszerelt diffraktométeren, hajlított grafit egykristály szekunder-oldali monokromátor segítségével, Θ – Θ üzemmódban, Cu-K α gerjesztő sugárzással készültek. A <2 µm frakció leválasztása a porított minták 10% ecetsav oldatban való étetésével, majd centrifugálással és üleptéssel történt. Az így készült szuszpenzió üveglapra való felvitele és szobahőmérsékleten való szárítása után történtek a mérések.

A stabilizotóp-mérésekhez a mintavételezést kézi fúróval, 0,5 mm-es átmérőjű fúrófejjel végeztük. Ezzel a mintázási módszerrel nem volt lehetőség az egyes karbonát-fázisok elkülönítésére. 10 minta mérése, foszforsavas feltárása után (ROSENBAUM & SHEPPARD 1986, SPÖTL & VENNEMANN 2003), Finnigan Delta Plus XP tömegspektrométerrel történt. Az eredmények a V-PDB nemzetközi sztenderdhez viszonyítva %-ben lettek megadva.

Terepi megfigyelések

A Kishartyántól délre található Kőlyuk-oldal feltárásból 30 mintát vettünk (I. táblázat, I. ábra a, b). Itt a homokkő három kifejlődési típusa jelenik meg (SZTANÓ 1994):

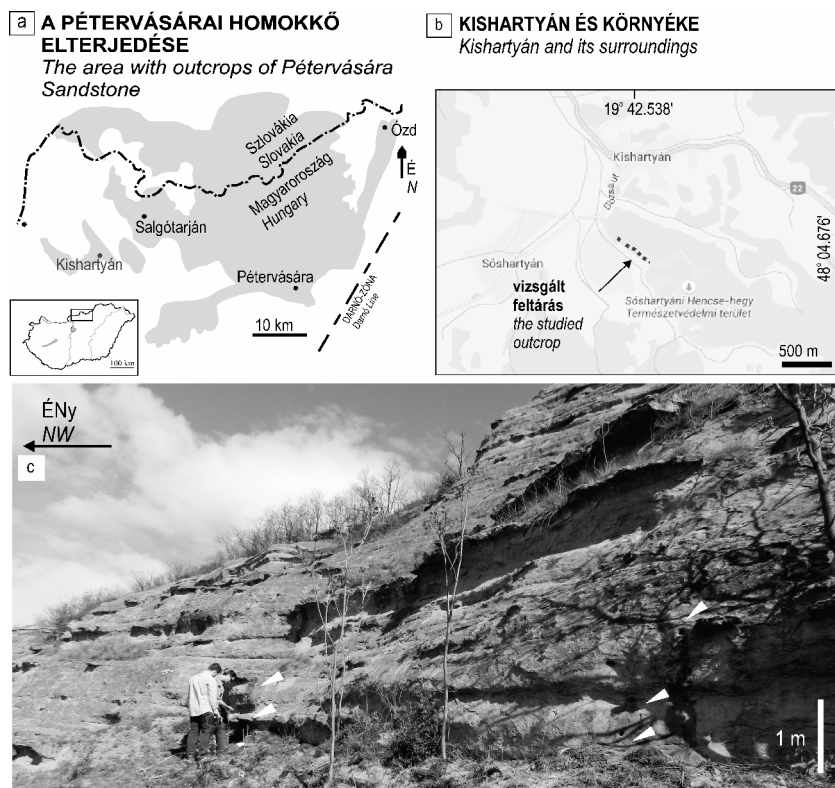
I. táblázat. A terepi észlelések és pontszámlálás alapján elkülönített litofációs típusok

Table I. Lithofacies types according to field observations and point counting

Litofációs <i>Lithofacies</i>	Üledékes bélyegek <i>Sedimentological features</i>	Mállási jellemzők <i>Weathering features</i>	Mintaszám <i>Samples</i>
LF1 porózus <i>LF1 porous</i>	Apró–középszemcsés, 10–30 cm vastag rétegek. <i>Fine to medium grained sandstone, 10–30-cm-thick beds.</i>	Egyenes falszakaszokban és a kiálló padok egyes részein jelenik meg, puha zöldesszürke morzsolható kőzet. Felszakadozó, pár cm vastag, mállási kéreg borítja. <i>It is present in flat walls and in some overhanging blocks, soft, grey or greenish colored. Friable rock covered by chipped weathering crust.</i>	B-6*, B-7 α , B-7/c α , B-8*, B-10-a α , B-11/a*, B-13/e, B-14, D-19, D-20
LF2 mátrixgazdag <i>LF2 matrix-rich</i>	Aprószemcsés homokkő, 5–10 cm vastag rétegekben, gyakran bioturbált. <i>Fine grained sandstone, 5–10-cm-thick beds, often bioturbated.</i>	Enyhén befelé hajló falszakaszokban jelenik meg, puha, kevésbé morzsolható kőzet. <i>It is present in curved walls. Soft, brownish but less friable rock.</i>	A-1°, A-3°, B-9/a*, B-9/b*, B-10/b α
LF3 cementgazdag <i>LF3 cement-rich</i>	Apró–durvaszemcsés homokkő, 10–50 cm vastag rétegekben jelenik meg. Néha bioturbált vagy keresztarétegzés látható. <i>Fine to very coarse grained sandstone, 10–50-cm-thick beds. It is occasionally bioturbated or cross bedding is visible.</i>	Elyűit lencseszerű testekben jelenik meg a kiálló padokon belül. Kemény, fehér, nem pereg. <i>It is present in lens like bodies in overhanging blocks. Hard, white rock.</i>	A-4, A-5, B-10/c α , B-12-a, B-12/b, B-13/c, B-13/d, B-13/f, B-14/c, C-15, C-16*, C-17 α , D-18, D-21, D-22
LF4 mátrix és cementgazdag <i>LF4 matrix- and cement-rich</i>	Apró–középszemcsés, 10–30 cm-es padokban jelenik meg, bioturbált. <i>Fine to medium grained sandstone, 10–30-cm-thick beds, bioturbated.</i>	Kiálló padokat alkot, kemény, fehér vagy barnás színű, nem morzsolható kőzet. <i>It is present in overhanging blocks. Hard, white or brownish rock.</i>	A-2°, A-3, B-11/b*

A mintaszámok felső indexében azonos jelek jelzik az azonos rétegből, egymástól néhány méterre gyűjtött mintákat.

Identical superscript of sample numbers indicates that these samples, located a couple of metres from each others, were collected from the same beds.



1. ábra. a) A Pétervásárai Homokkő elterjedési területe (SZTANÓ1994) és a vizsgált feltárás helye. b) A kishartyáni feltárás földrajzi elhelyezkedése (forrás: Google Earth). c) A vizsgált feltárás a kishartyáni Kőlyukoldal rétegzést követő markáns mállási formákkal. A nyilak mintavételi pontokat jelölnek

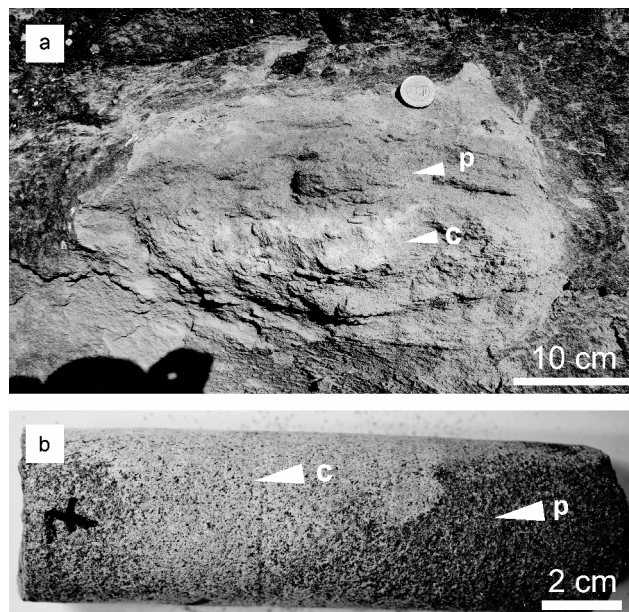
Figure 1. a) Areal distribution of the Pétervásárai Sandstone (after SZTANÓ 1994). The studied outcrop is marked with red. b) Geographical map of the area of Kishartyán (Google Earth). c) The studied outcrop in the Kőlyukoldal, Kishartyán, showing the weathering morphology. Arrows indicate sampling points

(1) pados, vékony aleuritós rétegekkel elválasztott, kis-léptékű kereszttrétegzett apró-középszemcsés homokkő; (2) nagyléptékű kereszttrétegzett közép–durvaszemcsés homokkő (3) kavicsos homokkő. A feltárás alsó szakaszán a kőzet felszíni mállása miatt az üledékszerkezetek csak ritkán ismerhetők fel (SZTANÓ 1994).

Markáns mállási felszínformák jellemzik a kishartyáni feltárást (1. ábra, c). A falból maximum néhány 10 m hosszúságban, egymással párhuzamosan, változatos vastagságú elnyúlt padok állnak ki. A kiálló részek kalcittal cementált lencsék tartalmazzák, melyek sem oldalirányban, sem a falban befelé nem folytonosak (2. ábra, a). Ezeket a padokat kemény, fekete mállási kéreg borítja. A köztük elhelyezkedő egyenes falszakaszokon vastag, puha, világos színű, fellevelesedő mállási kéreg jelenik meg. Ezek a részek általában kevés kalcittal cementált lencsét tartalmaznak. Az agyagos, mátrixgazdag részek általában homorú, befelé hajló falszakaszokat alkotnak, mállási kéreg nem figyelhető meg rajtuk. Itt a szemcsék könnyen kiperegnek.

Petrográfia

A vizsgált mintákat a szemcseméretük, valamint a mátrix, a kalcittartalom és a nyílt pórusok jelenléte vagy hiánya



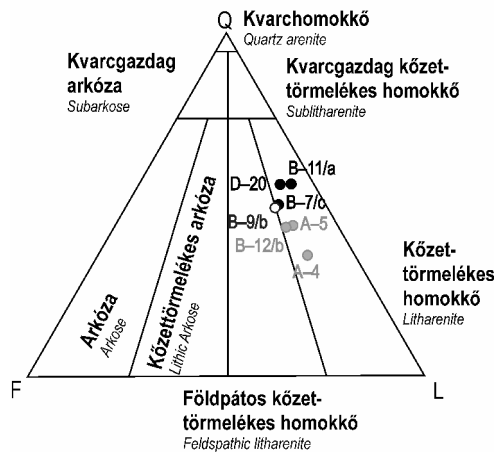
2. ábra. a) Cementált gumó (c; LF3) és az azt befogadó porózus homokkő (p; LF1) friss törési felületen, egy kiálló blokk helyén. b) Fokozatos átmenet a szürke cementgazdag (c; LF3) és a barna porózus (p; LF1) homokkő között fúrt mintában (B-13)

Figure 2. a) Cement-rich sandstone (c; LF3) hosted by porous sandstone (p; LF1) in fresh surface left by an overhanging block broken away. b) Gradual transition from cement-rich (c; LF3) to porous (p; LF1) sandstone in a core plug (B-13)

alapján négy litofácies csoportba lehet sorolni (2. ábra, a, b; I. táblázat). Ezek a feltárásban szabálytalan eloszlásban, foltszerűen fordulnak elő, határuk általában nem éles.

Üledékes komponensek

A vizsgált minták átlagos összetétele $Q_{43}F_{11}L_{46}$, ami FOLK (1974) alapján éretlen közettörmelék homokkő, illetve földpátos közettörmelék homokkő (3. ábra, II. táblázat). A leggyakoribb vázalkotó szemcse a monokristályos



3. ábra. A vizsgált minták összetétele a FOLK (1974) féle homokkő osztályozási diagramon

LF1 minták fekete színnel, LF2 minták üres kör színnel, LF3 minták világos szürke színnel ábrázolva

Figure 3. Composition of the studied samples plotted on the sandstone classification diagram after FOLK (1974)

LF1 samples with black, LF2 samples empty circle, LF3 samples with light grey

és polikristályos kvarc (Q). A káliföldpátok (Kfs) koptattak vagy sajátalakúak. A plagioklászok (Pl) ritkán sajátalakúak, leginkább félig sajátalakú vagy koptatott szemcsék formájában jelennek meg. A muszkovit (Mu) általában üde, míg a biotit gyakran kloritosodott, vagy a vas elvesztésének következtében kifakult. A glaukonitcsoport ásványai (Glt) üde és mállott formában is megjelennek, az üde változatok élénkzöldek, míg a mállottak barnák vagy faközöldek.

Gyakoriak a metamorf eredetű közettörmelék-szemcsék (R met, úgymint muszkovit-, kvarc-, klorittartalmú csillámpalák és fillitek, gneiszek, kvarcitok és grafit fillitek, szerpentin), illetve ásványtörmelékek (gránát, rutil és sztaurolit). Mélységi magmás kőzetekből származó közettörmelék-szemcsék (granitoid törmelékek, kvarcmikrodioritok), kiömlési kőzetek törmelék-szemcséi (bazaltok), erősen agyagosodott vulkáni kőzetek törmelékei, hidrotermás eredetű szalagos kvarc és breccásodott kvarc is megjelenik. Cirkon, rutil, turmalin és apatit is előfordul kis mennyiségben. Üledékes eredetű közettörmelék-szemcsék közül a dolomit (Dol) a leggyakoribb. Jól koptatott, változatos méretű szemcsékként jelenik meg. A szemcsék felszínén szinte mindig vékony, barna, vas-oxid-bevonat található. Kalcit anyagú közettörmelék-szemcsék rendkívül ritkán fordulnak elő, sok mintából teljesen hiányoznak. Ritkán felismerhetőek bioklasztok (foraminiferák és molluszkák váztöredékei).

A mátrix négy típusa figyelhető meg. A leggyakoribb megjelenési formája a szemcsék közötti mátrix, amely általában agyag méretű szemcsékből áll (LF2). Szintén gyakori a maximum néhány cm átmérőjű, foltszerűen megjelenő mátrix. A szabálytalan, gyakran sorokba rendeződött foltok bioturbációs eredetűek; vagyis a homok- és agyagtartalmú részek ásással való keveredésével keletkeztek. Szintén bioturbációs eredetűek a mátrixon belül elhelyezkedő közepes méretű szemcsés homok méretű szemcsecsoportok. A rideg vázalkotó szemcsék közé képlékenyen viselkedő szemcsék keveredhetnek, pl. agyagkavicsok vagy ritkábban mállott vulkáni eredetű közettörmelék-szemcsék (pseudomátrix). Ritkán előfordul kizárólag kőzetliszt méretű szögletes szemcsékből álló mátrix is.

Diagenetikus komponensek

Szemcsék érintkezése

Jellegzetes a kvarc és egyéb rideg szemcsék benyomódása a képlékenyen viselkedő szemcsékbe, amelyek muszkovit, biotit, klorit, galukonit, mállott vulkáni klasztok és az agyagtartalmú üledék felszakított darabjai (4. ábra, a). A csillámok általában jól megtartják eredeti lemezes morfológiájukat, néha hajlítottak, ritkán kinkszerűen deformáltak. Más esetben a képlékeny szemcsék ellapulnak a rideg vázalkotó szemcsék között, pseudomátrixot hozva létre. Az egymással érintkezésben lévő kvarc és egyéb rideg szemcsék határa lehet pontszerű, de gyakoribbak a vonalmenti határok (4. ábra, b). Konkáv–konvex, enyhén hullámos határok vagy csipkézett felületek viszonylag ritkán figyelhetőek meg (4. ábra, b).

Glaukonit

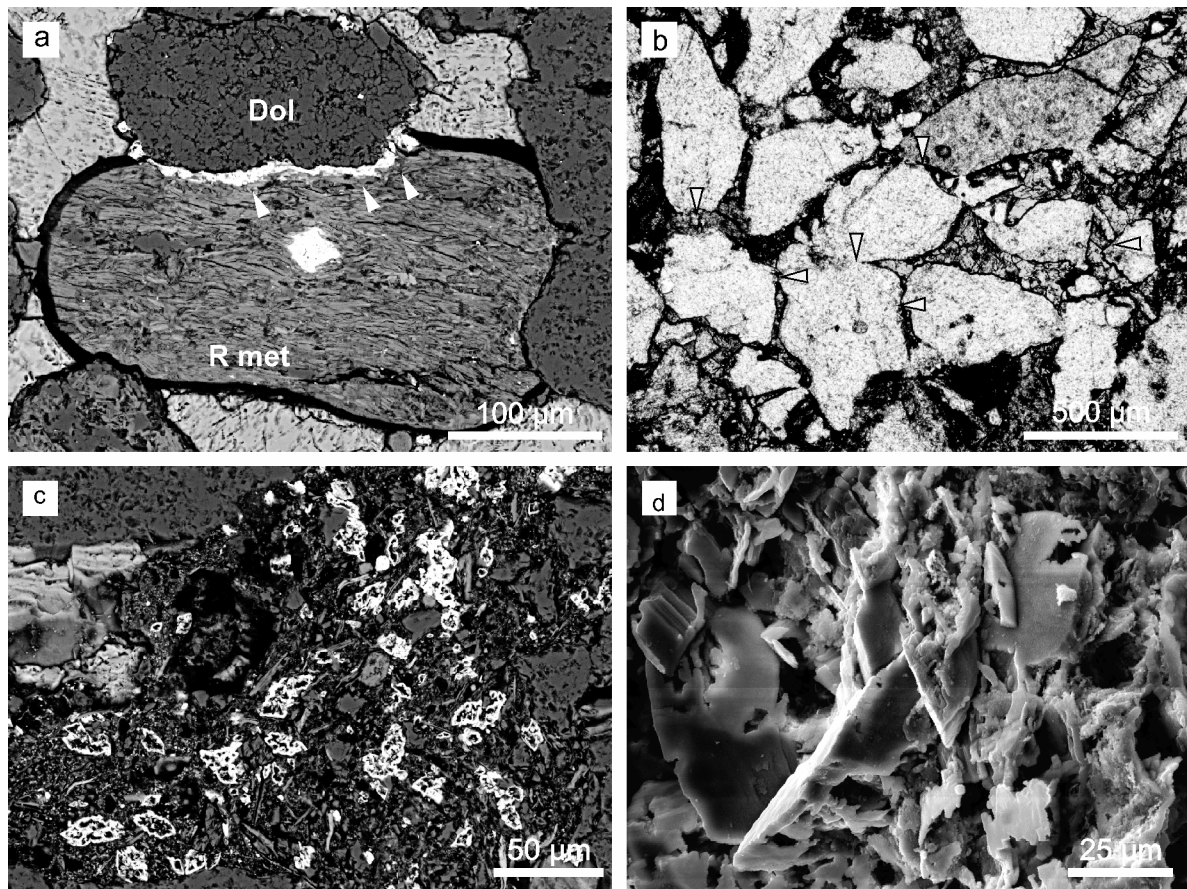
A helyben képződött és az áthalmozott glaukonitszemcsék elkülönítése csak bizonyos esetekben volt lehetséges. Az autigén glaukonit kalcit-összetételű bryozoa és echinodermata-vázak üregeiben képez kitöltéseket. Színe élénkzöld, ez elfedi az interferencia színt. Képlékeny és töréses deformáció nyomai egyaránt megfigyelhetőek rajta.

Sziderit utáni vas-oxid pseudomorfóza

Jellegzetes, lapos romboéder kristályformákat leggyakrabban törmelék dolomitszemcsék felületére ránőve láthatunk (4. ábra, a). Áteső fényű mikroszkópban barna, vörösesbarna színűek, keresztezett nikolokkal a kristályok saját színe elfedi az interferencia színt; reflexiós mikroszkópban sárgásbarna vagy élénkfehér színűek. EDS mérések alapján a kristályok vastartalmúak, egyenetlen, nem sima felületű kristálylapokkal határoltak és belsejük porózus (4. ábra, d). Ilyen kristályok néha a dolomitszemcsék repedéseiben, vagy ritkán szabálytalan elrendezésben, a mátrixban is megjelennek (4. ábra, c). A kristályok mérete általában 10–20 μm . Nyílt pórusokban, kalcittal cementált pórusokban és plasztikus szemcsékbe benyomódva egyaránt megtalálhatóak. A lapos romboéder kristályalak és a karbonátszemcsékre történő ránővedés gyakorisága miatt felté-

II. táblázat. A homokkő komponenseinek mennyiségi arányai a pontszámolás alapján
 Table II. Proportions of components of the sandstone according to the point count data

Litofácies – Lithofacies	LF1 porózus homokkő – LF1 porous sandstone										LF2 mátrix-gazdag homokkő LF2 matrix-rich sandstone					LF3 cement-gazdag homokkő LF3 cement-rich sandstone					LF4 mátrix- és cement-gazdag homokkő LF4 matrix- and cement rich sandstone		
	A-3	B-7/c	B-10/a	B-11/a	B-11/b	D-20	B-9/b	A-4	A-5	B-12/b	B-13/c	B-14/c	A-2	B-10/b	B-13/e								
Mintaszám (sample)	36	31	43	36	37	37	28	23	27	29	28	37	29	36	35								
kvarc+tüzkő (quartz+ chert)		8		6		7		9	8	9	4												
földpát (feldspar)																							
magnás+metamorf kőzetörmelek-szemese (magmatic+metamorphic rock fragment)	20	11	20	13	39	20	13	31	26	29	20	30	11	22	21								
vulkáni kőzetörmelek-szemese (volcanic rock fragment)	13	12	18	12	10	7	7	6	1	4	7	5	10	9	4								
bioklaszt (bioclast)								<1				<1	<1										
barna vasásvány (brown minerals)	3	5		4		3	5		2	<1	1	1	4	1	2								
dolomit (dolomite)	7	4	2	3	3	6	4	2	9	6	9	5	4	4	8								
Mátrix matrix	9		4	2		1	28	1		1			19	6	13								
lilára festődött kalcit (purple stained calcite)			1				1	18	12	13	14	5	11	4	10								
kékre festődött kalcit (blue stained calcite)	<1		1					5	5	3	4	2	3	3									
ásványhelyettesítő kalcit (replacive calcite)			<1					5	1	3	4	3	8	2	2								
sziđerit (siderite)	3	4	2	4	3	1	1		4	3	3	2	1	1									
szemesközi (intergranular)	8	20	8	17	8	17	3	<1	4	<1	5	8	1	8	4								
szemesén belüli (intragranular)	2	5	1	3	1	1	2		1		1	2	1	2	1								
Szemcsék (grains)	78	71	82	75	87	80	65	71	72	76	68	77	57	73	70								
Pórusok (pores)	10	25	10	20	9	18	5	<1	5	<1	6	10	1	11	5								
Mátrix (matrix)	9		4	1	<1	1	28	1	<1	1	<1	<1	19	6	13								
Cement (cement)	3	4	4	5	3	1	2	27	22	22	25	12	23	11	12								



4. ábra. Mikroszkópos fotók

a) Képlékeny metamorf közettörmelék-szemcsébe (R met) benyomódott, a fizikai kompaktió előtt képződött szideritcement (nyíl), ami dolomitszemcsére (Dol) nőtt; SEM-BSE; C-16. b) Rideg szemcsék között megjelenő vonalszerű (függőleges nyilak) és pontszerű (vízszintes nyilak) érintkezési felületek. A vázalkotó szemcsék között kékre, kékeslilára festődött vastartalmú kalcit található. 1N; festett csiszolat; A-2. c) Saját alakú, több alkrisztályból álló, átalakult sziderit, hintetten a mátrixban; SEM-BSE; B-12/a. d) Hajlított kristálylapokkal határolt, porózus, átalakult szideritkristályok dolomit közettörmelék-szemcsé felületén; SEM-SE; B-13

Figure 4. Photomicrographs

a) Concavo-convex contact of a dolomite grain (Dol), rimmed by pre-compactional siderite cement (arrow), and a metamorphic rock fragment (R met); SEM-BSE; C-16. b) Point contacts (vertical arrows) and linear contacts (horizontal arrows) between rigid grains. Among detrital grains ferroan calcite stained blue or purple-blue. 1N; stained thin section; A-2. c) Euhedral, altered siderite crystals scattered in the matrix; SEM-BSE; B-12/a. d) Altered and porous, flattened rhombohedral siderite crystals on the surface of a detrital dolomite clast; SEM-SE; B-13

telezhető, hogy ez a cementfázis eredetileg szideritként válhatott ki, majd később oxidálódott.

Pirit utáni vas-oxid/vas-oxid-hidroxid pszeudomorfóza

Framboid kristályhalmazokat alkotó vas-oxid (EDS mérések alapján) és feltehetően vas-oxid-hidroxid összetételű kristályok figyelhetők meg a mintákban. A mátrixgazdag részekben az egyedi framboidok mérete elérheti a 30 μm-t. Továbbá, a néhány μm-es framboid kristályhalmazok tömegesen is megjelennek a szemcsék felületén. A framboid alak alapján feltételezhető, hogy a kivált piritkristályok egy későbbi fázisban oxidálódtak.

Albit, ásványhelyettesítő és cement

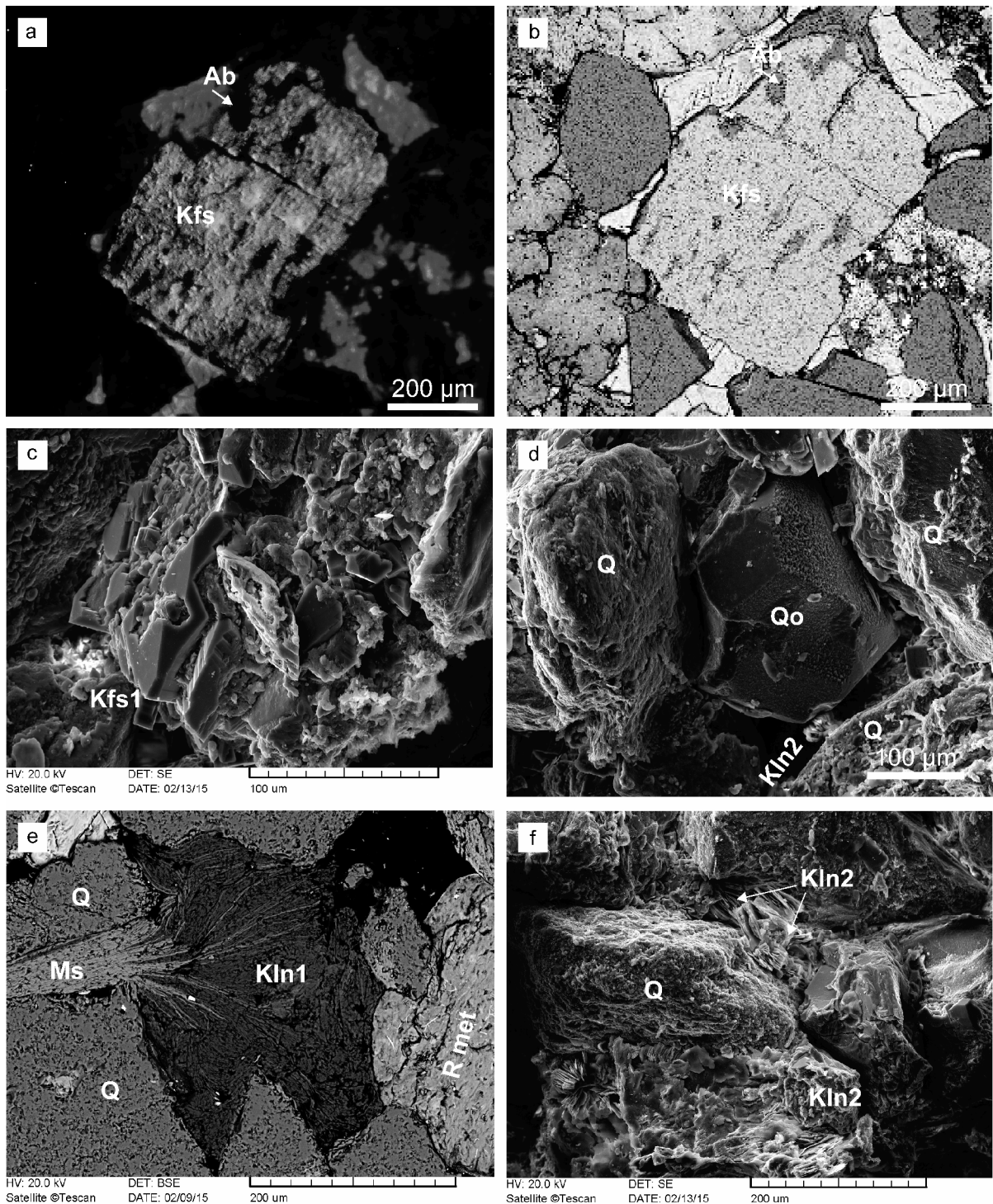
A kéken lumineszkáló törmelékes káliföldpátszemcsékben szabálytalan, nem lumineszkáló foltokként jelenik meg, gyakran hasadási nyomok vagy repedések mentén (5. ábra, a, b). Emellett táblás kristályokat alkot, amelyek ránőnek a káliföldpátszemcsék felületére. Nyílt, kalcittal és kaolinnal kitöltött pórusokban egyaránt megjelenik.

Káliföldpát továbbnövekedési cement

Nem lumineszkáló vékony peremet alkot a kéken lumineszkáló törmelékes káliföldpátszemcséken. Ritkábban a zölden lumineszkáló törmelékes plagioklászszemcsék peremén is megjelenik. Egyes kristálylapok, vagy kisméretű, megnyúlt kristályok jellemzik (5. ábra, c). Habitusa lehet nyúlt prizmás, vagy táblás. Két fázisa különíthető el, a Kfs1, ami belenyomódik a képlékeny szemcsékbe (6. ábra, a) és a Kfs2, ami a törmelékes káliföldpátszemcséknek csak azon az oldalán jelenik meg, melyek nem szenvedtek kompaktiót. A kalcit, kaolinit és sziderit után ez a leggyakoribb cementtípus.

Kvarc továbbnövekedési cement

A tört kőzetfelszínen végzett SEM megfigyelésekkel ritkán olyan kvarcsemmeket lehet megfigyelni, melyeket részben egyes kristálylapok és részben érdes, csipkézett (mikroszilolitos) felszínek határolnak (5. ábra, d). Csiszolatban igen ritkán nagyon keskeny kvarc továbbnövekedési cement zónát lehet megfigyelni SEM-CL módszerrel, ahol



5. ábra. Mikroszkópos fotók

a) b) Autigén, nem lumineszkáló albit (Ab) részben lumineszkáló kálföldpát (Kfs) hasadási nyomvonalai mentén ásványhelyettesítő fázisként; a: CL; b: SEM-BSE; B-12/a. c) Saját alakú kálföldpát továbbnövekedési cement (Kfs1) törmelékes szemcsén; SEM-SE; B-13/b. d) Egyetlen felületű, törmelékes kvarcsemmék (Q) között elhelyezkedő kvarcsemmé bal oldali részén egyenes lapokkal határolt kvarc továbbnövekedési cement (Qo), a másik, jobb oldala pedig csipkézett felülettel rendelkezik, ami nyomásoldódásra utal. A pórustérben, a kvarc egyenes kristálylapja mellett, kaolinitcement (Kln2) is megjelenik; SEM-SE; B-13/e. Nem irányított minta. e) Muszkovit (Ms) lemezei közé nőtt, azokat szétfeszítő, jól fejlett kaolinitcement-kristályok (Kln1), az előbbi lemezei hajlítotak, míg az utóbbiak rendezetlenül állnak; SEM-BSE; B-9. f) Szemcséközi pórustérben megjelenő, jól fejlett, könyvlapszerű kötegeket alkotó kaolinitkristályok (Kln2), melyek lefedik a kvarcsemmék (Q) egyenes érintkezési felületét; SEM-SE; B-9

Figure 5. Photomicrographs

a) b) Authigenic, non-luminescent albite (Ab) partly replaced the K-feldspar (Kfs) displaying blue luminescence, along cleavage plains; a: CL; b: SEM-BSE; B-12/a. c) K-feldspar overgrowth cement (Kfs1) on a detrital grain; SEM-SE; B-13/b. d) A quartz grain mostly with overgrowth cement (Qo) showing straight crystal faces on left hand side and partly showing serrated, micro-stylolitic surface on the other side (the latter refers to pressure dissolution), located between detrital quartz grains (Q). Kaolinite cement (Kln2) is also present along straight crystal face of the quartz within pore space; SEM-SE; B-13/e. Non-oriented sample. e) Authigenic, pore-filling, pre-compactional kaolinite (Kln1) localized between 001 surfaces of detrital mica (Ms), separating them by expansion; SEM-BSE; B-9. f) Post-compactional, pore-filling kaolinite booklets (Kln2) which overlap the linear contact of quartz grains (Q); SEM-SE; B-9

a törmelékes szemcsé és a továbbnövekedési zóna lumineszcenciájában kis különbség van. Ez a cementtípus ritkán és csak igen kis mennyiségben jelenik meg.

Kaolinit, cement és ásványhelyettesítő

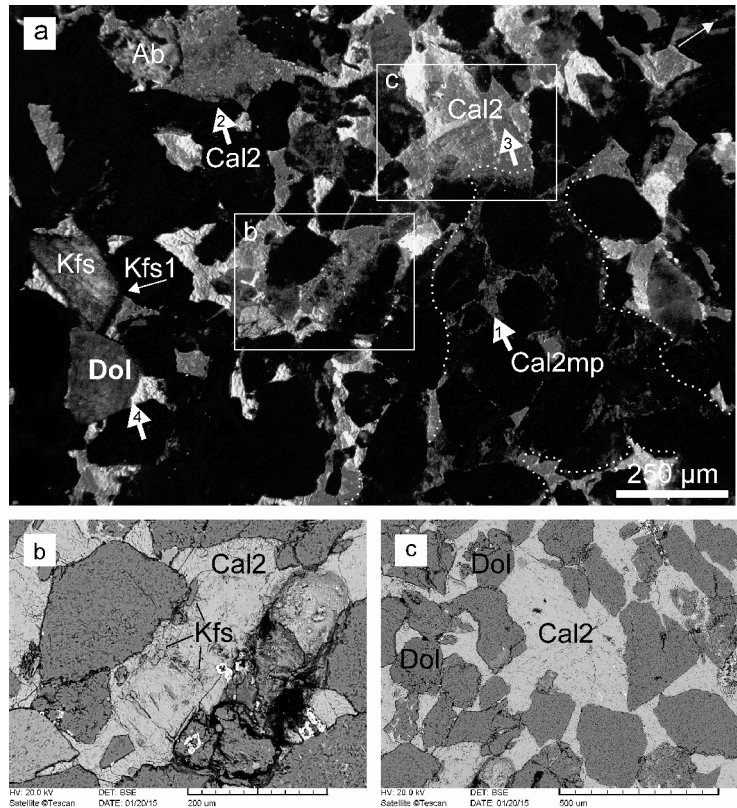
Gyakori a muszkovitkristályok lemezei közé nőtt, azokat szétfeszítő kaolinitcement (5. ábra, e). Ebben az esetben megfigyelhető, hogy a kaolinitcement nagy mennyiségben jelenik meg, és kristályai enyhén hajlítottak (Kln1). Könyvlapszerű kötegeket alkotó, jól fejlett, 50–100 µm átmérőjű lemezes kristályhalmazok (Kln2) az egymással vonalhatárokkal érintkező, ridex szemcsék közötti pórusterben jelennek meg (5. ábra, f). Plagioklász szemcséken pedig kaolinit ásványhelyettesítés (Kln3) fordul elő. A kaolinitcement a mátrixgazdag homokkövekben a leggyakoribb, de a többi változatban is előfordul.

Kalcit, ásványhelyettesítő és cement

Jelentősebb mennyiségben lencsékben fordul elő. A homokkő többi részében csak kis mennyiségben van jelen, vagy teljesen hiányzik. A kristályok szinte teljesen zárványmentesek. Leggyakoribb fázisa az ásvány- vagy kőzettörmelék-szemcséket helyettesítő mozaik pát és poikilotopos kristályok. Ez utóbbiak a törmelékes szemcsékhez hasonló méretben jelennek meg. Ilyen területeken a kalcitkristályok között, vagy a kristályba ágyazottan megfigyelhetőek különféle összetételű ásványok a vázalkotó szemcséknél kisebb méretben. Ilyen esetekben a káliföldpátok vázszerű kristálytöredékeként jelennek meg, a dolomit apró romboédere kristályok halmazaként, míg a kvarcsemmek szabálytalan alakban fordulnak elő. A vizsgált mintákban ritkán találhatóak ősmaradványok váz-töredékei, melyek részleges helyettesítése viszonylag gyakori. Ezek a kalcitkristályok (Cal2) tompa vörös és fényes narancs színű, foltos lumineszcenciát mutatnak. Esetenként közvetlenül a vázalkotó szemcsék felületén, az ásványhelyettesítő kalcit legkorábbi növekedési zónáját egy nem lumineszkáló néhány 10 µm-os sáv képezi (Cal1).

Szintén kőzettörmelék-szemcséket helyettesít a kalcitmikrit mikropát méretű változata, mely sötét tompa vörös lumineszcenciát mutat (6. ábra, a). A kristályhalmazok a vázalkotó szemcsékhez hasonló méretűek. A kristályok között törmeléksemmek (káliföldpát, dolomit, albit, klorit, kaolinit, muszkovit, szmektit és apatit) vagy a diagenézis során keletkezett kristályok (oxidált sziderit) apró maradványai jelennek meg (6. ábra, b, c).

Az autigén kalcit ritkábban cement (Cal3) formában is megjelenik, ami vagy a törmeléksemmekre vagy az ásványhelyettesítő fázisra nő rá (7. ábra, a, b, c). A cement első fázisa saját alakú (Cal3a), amire optikailag folytonosan nő rá a pórusteret teljesen kitöltő második fázis (Cal3b).



6. ábra. Mikroszkópos fotók

a) Cementgazdag homokkő (LF3) CL képe foltos lumineszcenciát mutató kalcittal, ami sokszor a törmelékes szemcséknél nagyobb méretben jelenik meg és teljesen kitölti a szemcsék közötti pórusteret. Mikropát kristályok (Cal2mp, fehér szaggatott vonal által határolt területen) alkotják a kalcit legkorábbi generációját és sötét tompa vörös lumineszcenciát mutatnak (1. nyíl). Tompa vörösből és élénk narancsból álló foltos lumineszcenciát mutató kalcit (Cal2, 2. nyíl) és kissé foltos élénk narancs lumineszcenciát mutató pátkristályok (Cal2, 3. nyíl). A kalcit kristályok vonalas érintkezési szemcsék felületére nőttek rá (például 4. nyíl). Kompakció előtti, glaukonitszemcsébe nyomódó káliföldpát továbbnövekedési cement (Kfs1, nyíl) káliföldpátsemmé (Kfs) felületén. Az üledéklerakódás irányát a nyíl mutatja a jobb felső sarokban; C-6. b) A vázalkotó szemcsékhez hasonló méretű kalcit kristály (Cal2) káliföldpát (Kfs) maradványokat foglal magába; SEM-BSE. c) A vázalkotó szemcséknél nagyobb méretű autigén kalcitkristályban (Cal2) nem található megelőző ásványfázis maradványa; SEM-BSE

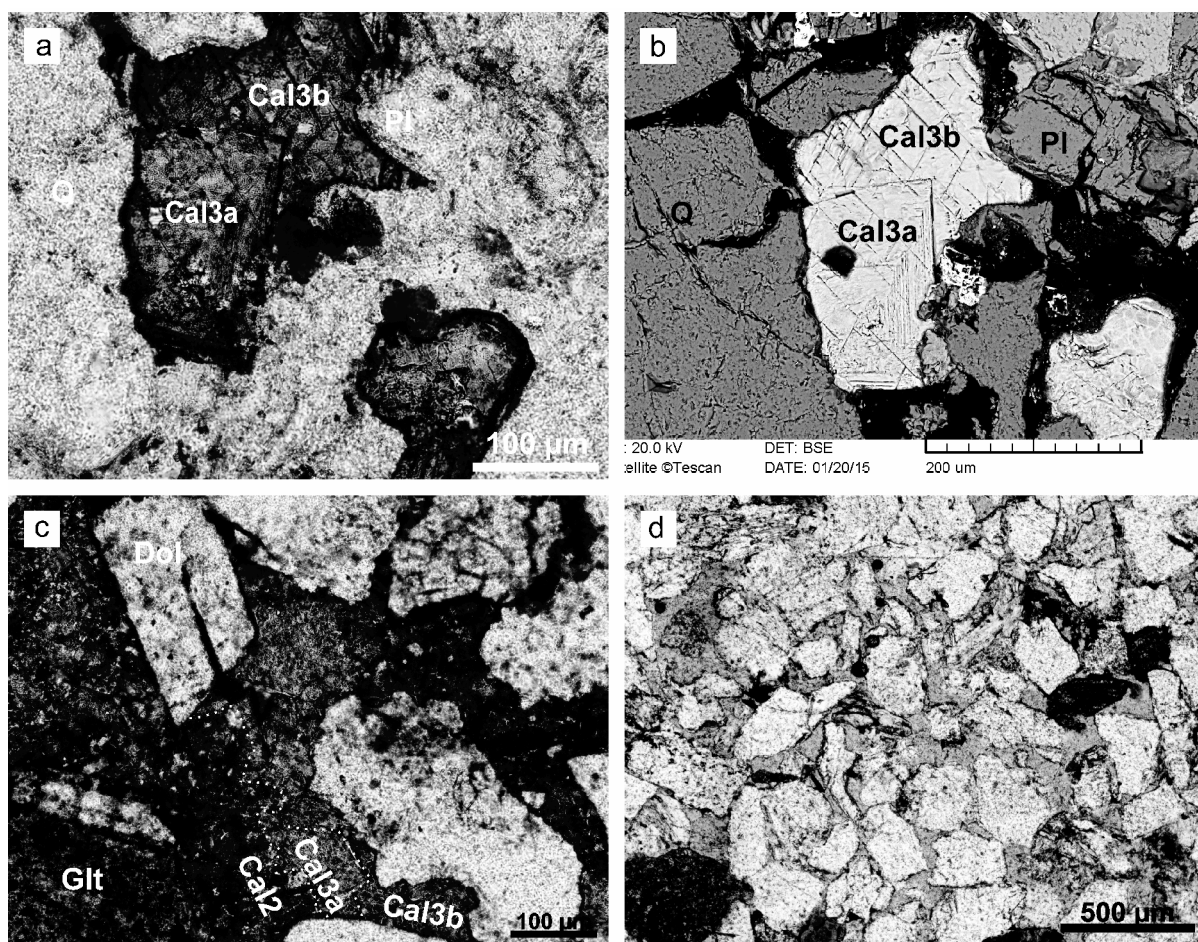
Figure 6. Photomicrographs

a) CL image of cement-rich sandstone (LF3) with calcite displaying mottled luminescence. Crystals are commonly larger than the grains and they fulfil the entire pore space between the grains. Microspars (Cal2mp, area delineated by white dashed line) were formed as the earliest generation of the calcite and exhibit dark dull red luminescence (arrow 1). Calcite showing mottled luminescence consisting of dull red and bright orange (Cal2, arrow 2), and spars showing faintly mottled bright orange luminescence (Cal2, arrow 3). Calcite crystals overlap the linear contacts of the grains (e.g. arrow 4). Pre-compactional K-feldspar overgrowth cement (Kfs1) on a K-feldspar grain (Kfs) and along linear contact with a glauconite grain. Direction of the sediment deposition is shown by the yellow arrow at the upper right corner; C-16. b) Replacive calcite, as large as the grains, includes remnants of K-feldspar (Kfs); SEM-BSE. c) Calcite crystal (Cal2), larger than grains, without remnants of precursor minerals; SEM-BSE

Mindkét fázis élénk narancsszínű foltosan lumineszkál. Az autigén kalcit az összes korábban leírt cementfázis körülveszi; emellett megfigyelhető, hogy ránc a fizikai és kémiai kompakció során létrejött szemcsehatárookra.

Másodlagos pórusok

Az elsődleges szemcséközi pórusokon kívül másodlagos pórustípusok is megjelennek a homokkőben. A földpátok esetén szembetűnő a fátyszerű megjelenés és a jelentős intragranuláris porozitás (7. ábra, d). A szemcsék szivacsos szerkezetűek, gyakran szabálytalan, vázszerű felépítésűek és jelentős mikroporozitásuk van. A porózus litofaciesben (LF1) a vázalkotó szemcsékhez hasonló mére-



7. ábra. Mikroszkópos fotók

a) b) Kalcitcement két generációja, az első fázis saját alakú és lilára festődik (Cal3a), a második generáció kékre festődik (Cal3b); a: 1N, b: SEM-BSE; B-13/e. c) Lilára festődő ásványhelyettesítő kalcit (Cal2, pontozott vonallal kiemelve) a megelőző ásványfázis (Glt) barna színű, apró maradványaival. A kalcit cement első fázisának (Cal3a) gyakran egyenes kristály lapjai vannak (pontozott vonal), második fázisa (Cal3b) pedig kitölti a pórusteret; B-13/e. d) Kék gyantába ágyazott porózus homokkő (LF1). A földpátszemcsék maradványai fátyolszerűek, a vázalkotó szemcsék érintkezési felülete gyakran vonalszerű; B-10/a

Figure 7. Photomicrographs

a) b) Two generations of calcite cement: the first phase is euhedral, purple stained (Cal3a) and the second phase is blue stained (Cal3b); a: 1N; b: SEM-BSE; B-13/e. c) Purple stained replacive calcite (Cal2, delineated by dotted line) with scattered, tiny remnants of brownish precursor minerals (Glt). The first phase of cement crystals (Cal3a) has straight crystal face (dotted line), whereas, the second phase (Cal3b) fills the pore space; B-13/e. d) Porous sandstone (LF1) with blue epoxy. Filmy appearance of partly dissolved feldspars is common; note linear grain contacts; B-10/a

tű, vagy akár nagyobb pórusok is megjelennek. Más esetekben az ilyen pórusokban kisméretű, egyenetlen felülettel határolt szemcsék találhatóak, melyeknek látszólag egyik oldala sem érintkezik a szomszédos szemcsékkel. A nyílt pórusokban, továbbá a cementált foltok határán a kalcitkristályok felszíne egyenetlen — ez legtöbbször a cementgazdag (LF3) és a porózus (LF1) litofáciesek határán figyelhető meg. A kalcit mikropáttal cementált területek jelentős mikroporozitással rendelkeznek.

Agyagásvány vizsgálatok

A vizsgált minták <2 μm frakciójának röntgen-pordiffrakciós elemzése azt mutatta, hogy minden mintában ugyanazok az agyagásványok fordulnak elő, mennyiségük azonban különbözhet. A kaolinit és a kevert szerkezetű illit/szmektit dominál és viszonylag gyakori a klorit is, kis mennyiségben szmektit jelenik meg. A 10 Å-nél

található reflexió az illit vagy glaukonit jelenlétét mutatja. A kevert szerkezetű illit/szmektit és a kaolinit a mátrixgazdag homokkő (LF2) mintában a leggyakoribb.

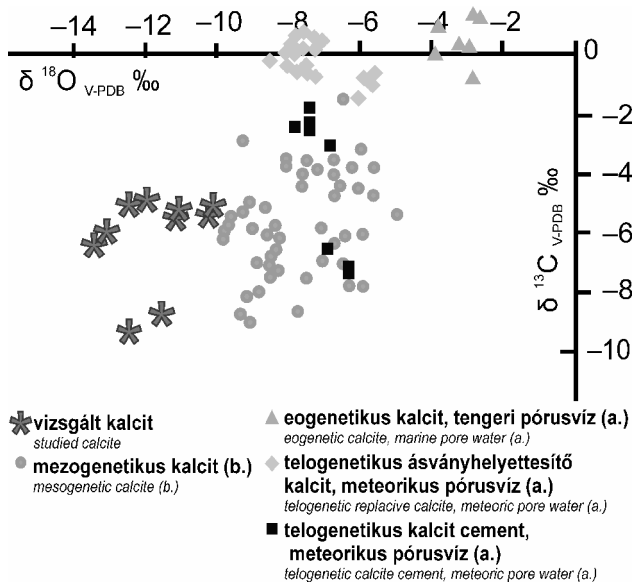
A cementgazdag (LF3) mintákban a kaolinit dominál. A kaolinit póruskitöltő cementet képez és a földpátok részleges helyettesítésével is keletkezett.

Hatszöges kristályokból álló könnyvlszerű kötegei jól megfigyelhetők a pásztázó elektronmikroszkópos felvételeken. Ezzel szemben a szmektit és a kevert szerkezetű illit/szmektit ásványok csak kevés esetben figyelhetőek meg, kis méretük miatt EDS kémiai elemzésük nem volt lehetséges. Általában póruskitöltő cementet képeznek, hajladozó, szálas kristályokból állnak.

Geokémiai paraméterek

Az autigén kalcit változó mennyiségben (0–2%) FeCO₃t és MnCO₃-t tartalmaz (EDS). Azok a változatok, melyek-

ben a Fe^{2+} mennyisége meghaladja a Mn^{2+} mennyiségét általában kék színűre festődnek. Fordított arány esetén kékeslila vagy lila szín figyelhető meg. A kalcitkristályok egy része 0,5–1,5% mennyiségben MgCO_3 -t is tartalmaz, vagyis kis Mg-tartalmúak. A stabilizotóp mérések során kapott stabil szén- és oxigénizotópos összetételek a kalcitfázisok együttes értékeit reprezentálják. A $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ értékei 5,1 és 9,9‰ között vannak, a $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}}$ értékek 9,9 és 13,1‰ közöttiek (8. ábra). A homokkőmintákban hematit és a goethit is előfordul (XRD).



8. ábra. A vizsgált kalcit stabilizotóp értékei és összehasonlító adatok más homokkövekből (a: VAN DEN BRIL & SWENNEN 2008; b: LYNCH & LAND 1996)
 Figure 8. Cross plot of the stable isotope values of the studied calcite and data from other sandstones for comparison (a: VAN DEN BRIL & SWENNEN 2008; b: LYNCH & LAND 1996)

Diskusszió

Paragenetikai sorrend és a diagenézis tartományai

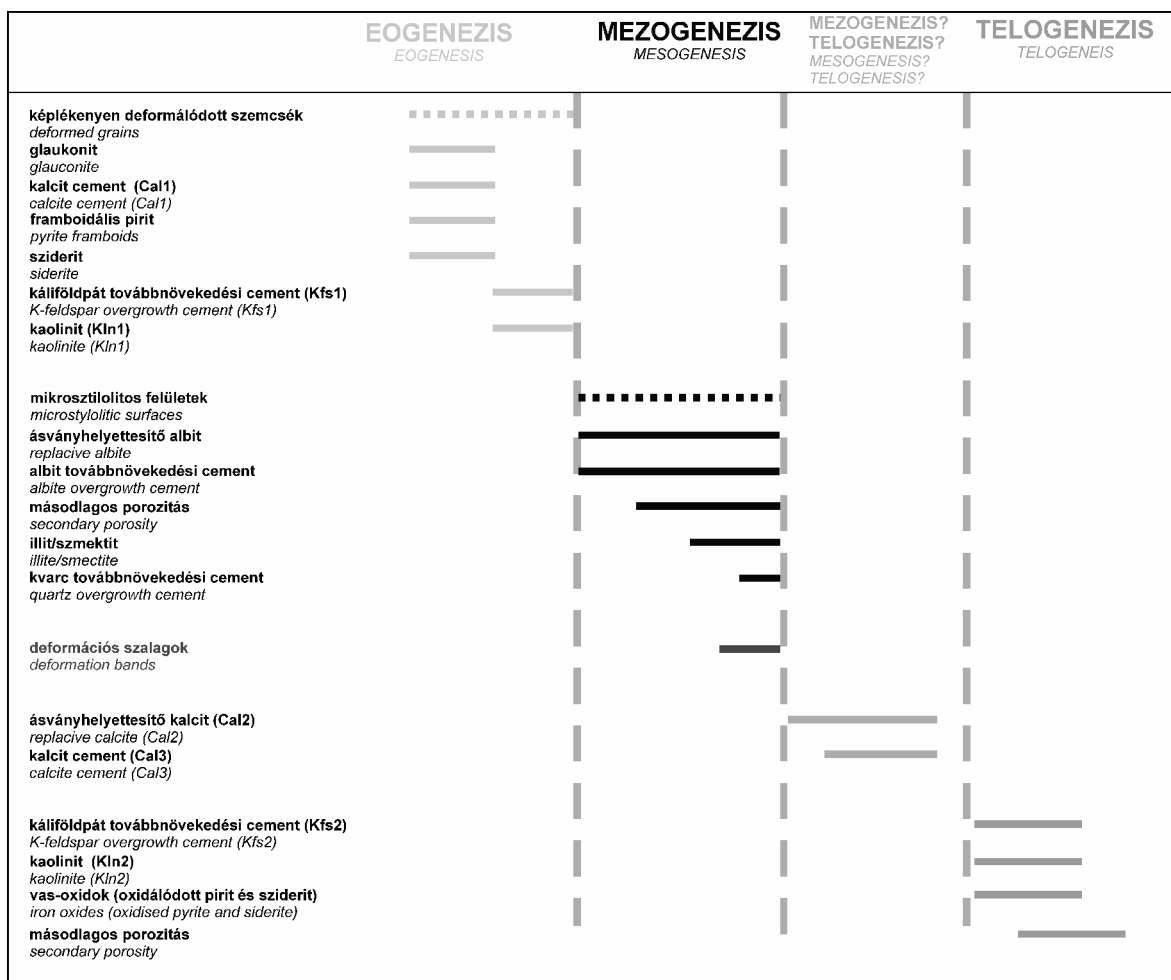
A petrográfiai megfigyelések és az ezeket kiegészítő geokémiai vizsgálatok alapján felállítható a diagenetikus komponensek lehetséges képződési sorrendje (9. ábra) és a képződmény porozitásának fejlődése az eltemetődés folyamán (10. ábra). A diagenézis homokkövekre alkalmazott tartományait MORAD et al. (2000) definíciója szerint használjuk. Ez annyi módosítást tartalmaz FAIRBRIDGE (1967), illetve CHOQUETTE & PRAY (1970) rendszereihez képest, hogy nem csak a szervesanyag érettségét és az agyagásvány átalakulási reakciókat veszi figyelembe, hanem olyan diagenetikus átalakulási folyamatokat is, amik homokkőben gyakoriak.

Az eogenézis (sekély diagenézis) tartományában többnyire a dolomit közettörmelék-szemcsék felületén szideritcement vált ki. Emellett a mátrixgazdag részekben framboidális pirit keletkezett, agyagos üledékből pedig glaukonit képződött (pl. bioklasztok üregeiben). Ezek az ásványok

a fizikai kompaktió előtt és közben is képződtek, ugyanis sokszor megfigyelhető rajtuk a kompaktió nyoma. A pirit és a sziderit esetében feltételezhető az eogenetikus eredet; a pirit a szervesanyag átalakulásához köthető szulfátredukció zónájában, míg a sziderit az azt követő fázisban képződhetett (vö. PYE et al. 1990, EL-GHALI et al. 2006, HESSE & ABID 2009). Autigén kálföldpát továbbnövekedés általában kis mélységben, az eogenézis tartományában megy végbe (MORAD et al. 1989), de a jelenséget leírták 3000 m mélységből is. A vizsgált mintákban a kálföldpát továbbnövekedési cement (Kfs1) biztosan eogenetikus eredetű, mivel kompaktió előtti. A pórusköltőt kaolinitcement egy része szintén a fizikai kompaktiót megelőzően keletkezett (Kln1).

A mezogenézis, vagyis a mélyeltemetődési diagenézis tartományba való átlépést a kémiai kompaktió megjelenése mutatja. Ezt a tartományt elérve, nyomási oldódás hatására alakultak ki a rideg szemcsék között található egyenetlen vonalszerű, illetve konkáv-konvex határok. Ebben a zónában keletkezett a nagyon kis mennyiségben megjelenő kvarc továbbnövekedési cement. Átlagos geotermikus gradiens esetében a kvarccement megjelenéséhez szükséges 80 °C hőmérséklet legalább 2 km betemetődési mélységnek felel meg (WORDEN & BURLEY 2003, MILLIKEN 2003). BEKE & FODOR (2015) betemetődési modellje alapján a Pétervásárai Homokkő kb. 8 millió éve érte el a maximális betemetődési mélységét, majd az elmúlt 5 millió év során a képződmény kiemelkedett. A kvarc továbbnövekedési cement kis mennyisége valószínűleg azzal magyarázható, hogy a képződmény elérte ugyan a képződéshez szükséges hőmérsékletet, ám nem sokkal utána kiemelkedett. A Pannon-medence területén végzett hőáramszámítások alapján a miocén riftesedéshez kapcsolódóan megemelkedett hőárammal számolhatunk (HORVÁTH 2007). Eszerint a kvarccement kialakulásához szükséges 80 °C hőmérséklet kb. 1,5 km eltemetődési mélységnek felel meg.

A mintákban jelentős mennyiségű kevert szerkezetű illit/szmektit ásványfázis jelenléte volt kimutatható; továbbá néhány esetben sikerült igazolni az autigén illit jelenlétét is. A törmelékes eredetű szmektit sekélytengeri homokrétegekbe általában bioturbációval kerül, a közberetegződő agyagos részekből. A dioktaéderezs szmektit a fokozatos eltemetődéssel kevert szerkezetű illit/szmektitté alakul, ami kb. 65 °C-on megkezdődik (MCKINLEY et al. 2003). Az illitesedés nem izokémikus reakció, vagyis Si- és Ca-ionok felszabadulásával jár, így kvarc- és karbonátcementáció is kötődhet hozzá (MCKINLEY et al. 2003, MILLIKEN 2005). A mezogenézis tartományához köthető a plagiokász- és a kálföldpát szemcsék oldódása (MILLIKEN 2005). A mezogenézis tartományában (65 és 125 °C között) ment végbe a kálföldpát szemcsék albitosodása és az albit továbbnövekedési cement megjelenése. A reakció feltétele az egyidőben történő K „elnyelő” reakció, ami például a szmektitek illitesedése lehet. A kálföldpát oldódása 145 °C alatt mindig gyorsabban megy végbe, mint az albit kiválása, így a folyamat jelentős másodlagos porozitás képződésével jár.



9. ábra. Paragenetikai sorrend

Figure 9. Paragenetic sequence

Kompakció utáni kaolinít az autigén kvarccal együtt jelenik meg a pórusokban (Kln2), illetve törmelékes kálföldpátszemcséken észlelhető másodlagos pórusokban (Kln3). MILLIKEN (2003) szerint a földpátok belsejében megjelenő kaolinít, azok részleges oldódása után, a mezogenézis, vagy később, a kiemelkedés folyamán, a telogenézis tartományában is keletkezhet. Az észlelt petrográfiai különbségek miatt valószínűsíthető, hogy a Kln2 a mezogenézis, míg a Kln3 a telogenézis tartományában képződött (vö. EMERY et al. 1990, VAN DEN BRIL & SWENNEN 2008).

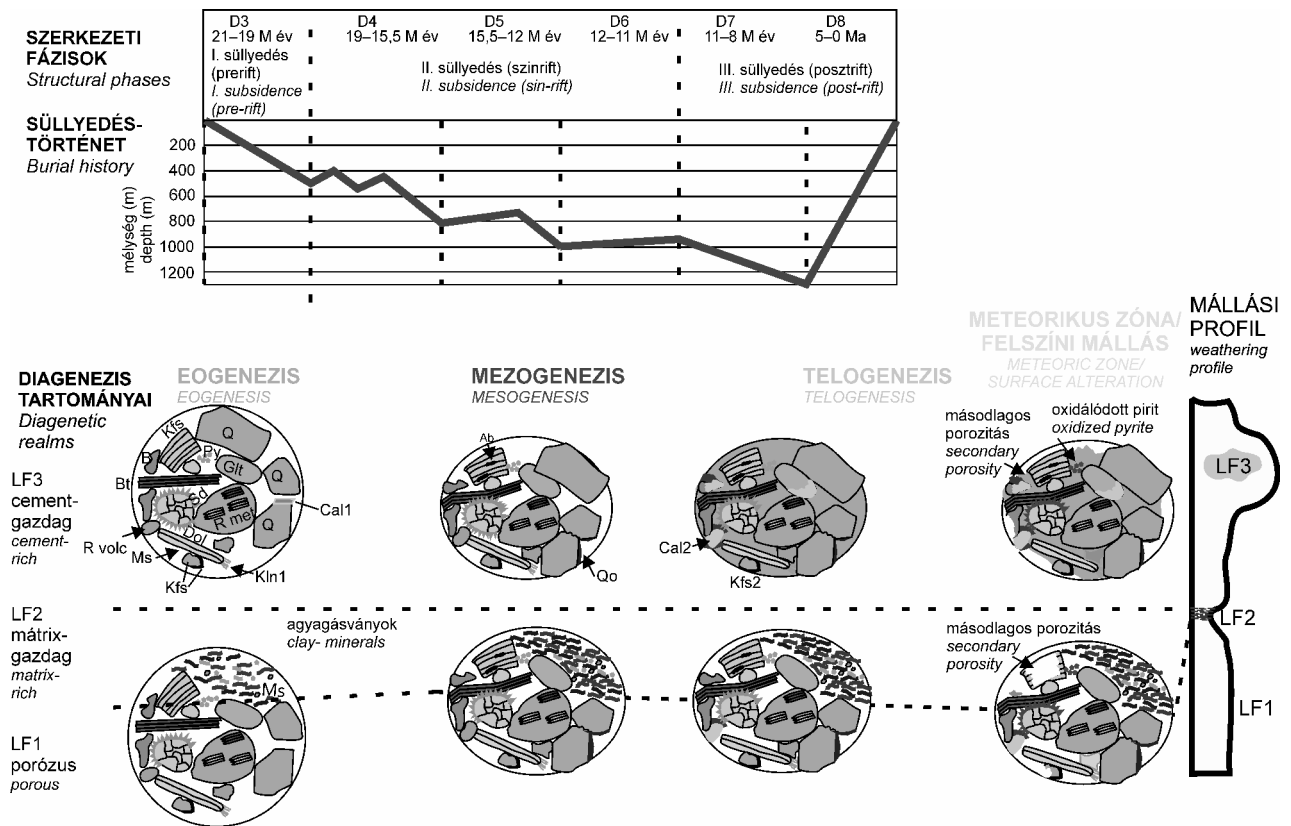
A kalcit képződése a metastabil és az instabil szemcsék helyettesítésével kezdődött, amit kevés cement kicsapódása követett. Mivel a kalcitkristályok rázónek a fentebb felsorolt mezogenetikai ásványokra és a kémiai kompakció által létrehozott szemcsehatárookra, egészen biztos, hogy a paragenetikai sorrendben egy nagyon késői fázist képviselnek. A nagyobb vastartalmú, sötét tompa vörös színnel lumineszkáló Cal2mp mikropátok (6. ábra) és a pátkristályok első, nem lumineszkáló Cal1 növekedési zónája feltételezhetően kompakció előtti, eogenetikai karbonátcement-fázist, vagy fázisokat helyettesített vagy átkristályosított. Ez lehetett a szideritcement és egy feltételezhető eogenetikai kalcitcement is. A sziderit helyettesítését támasztja alá, hogy egyes foltokban, hintetten sok apró kristályroncs látható, amiken

nem figyelhetők meg egyenes kristálylapok. Továbbá, a Cal2mp mikropátok a vázalkotó szemcsékhez hasonló méretű halmazokban jelennek meg, vagyis sok kristálycsíra képződött ezeken a területeken. Így feltételezhető, hogy a sok kristálycsíra, a kristályrács hasonlósága miatt, kis szideritkristályok felületén jött létre.

A diagenézistörténet utolsó fázisaként jelentős oldódás ment végbe a homokkő testben, ami a másodlagos porozitás kialakulását eredményezte valószínűleg már a felszínközeli telogenézis tartományában és/vagy a felszíni mállás során (vö. EMERY et al. 1990). Ez az oldódás leginkább a kalcitkristályokat és a földpátszemcséket érintette. A pirit és a sziderit oxidációja szintén ebben a tartományban mehetett végbe.

A kalcit eredete és képződésének tartománya

A petrográfiai megfigyelések szerint, a vizsgált mintákban kevés kalcit anyagú bioklaszt és kőzettörmelék-szemcse, de viszonylag sok autigén kalcit található. Ez alapján feltételezhetjük, hogy az autigén kalcit részben a törmelékes karbonát-szemcsék helyettesítéséből, részben külső forrásból, a képződésén átáramló fluidumból származik. A kalcit képződésének tartományára a geokémiai paraméterek alapján



10. ábra. A képződmény betemetődés történetének rekonstrukciója (BEKE & FODOR 2015) és a porozitás fejlődésének története a különböző litofaciesekben (csak a főbb diagenetikus komponensekkel)

Kfs=kálicföldpát, B=bioclast, Bt=biotit, L volc vulkáni közettörmelék szemcse, Mu muszkovit, R met metamorf közettörmelék szemcse, Glt glaukonit, Dol dolomit, Qm=monokristályos kvarc, Py=pirit, Sd=sziderit, Kln1=pre-kompakciós kaolinit, Ab=ásványhelyettesítő albit, Qo=kvarc továbbnövekedési cement, Cal2= ásványhelyettesítő kalcit, Cal3=kalcicement, Kfs2=posztkompakciós kálicföldpát továbbnövekedési cement

Figure 10. Burial history of Pétervárasa Sandstone (BEKE & FODOR 2015), along with the reconstruction of porosity evolution of the different lithofacies (showing only the main diagenetic components)

Kfs=K-feldspar, B=bioclast, Bt=biotite, L volc volcanic rock fragment, Mu=muscovite, R=met metamorphic rock fragment, Glt=glauconite, Dol=dolomite, Qm=monocrystalline quartz, Py=pyrite, Sd=siderite, Kln1=pre-compactional kaolinite, Ab=replace albite, Qo=quartz overgrowth cement, Cal2=replace calcite, Cal3=calcite cement, Kfs2=post-compactional K-feldspar overgrowth cement

következtethetünk. A stabil oxigén- és szénizotóp-arányok utalnak a fluidum eredetére, melyből a kristály képződött.

A vizsgált képződmény árapály uralta sekélytengeri környezetben keletkezett (SZTANÓ 1994). A formáció rétegsorából nem ismert szárazra kerülési periódus során képződött réteg. Így feltételezhetjük, hogy az üledék normál sótartalmú tengeri eredetű pórúsvízzel temetődött be. Ezt támasztják alá az eoagenesis tartományában képződött diagenetikus ásványok is, pl. a glaukonit. Az eogenetikus kaolinit esetében legtöbbször meteorikus pórúsvízből való keletkezést figyeltek meg, de ismert normál sótartalmú tengervízből való keletkezése is (MORAD 1990). Tehát, a Kln1 képződése nincs ellentmondásban a fenti feltételezéssel. Ha a kalcit módosult összetételű, tengeri eredetű fluidumból ($\delta^{18}O = 0 \text{ ‰ SMOW}$) a mélyeltemetődés során válik ki, a mintákon mért oxigénizotóp-értékek 75–100 °C közötti hőmérsékletet jeleznek a DICKSON (1990) diagramján alapuló kalkuláció szerint. Ez esetben a kalcit a mezogenezis tartományában képződött utolsó ásványfázist képviseli. Karbonátokban, ásványhelyettesítés és átkristályosodás esetében a szénizotóparányt a megelőző fázis határozza meg (BANNER & HANSON 1990, VAN DEN BRILL & SWENNEN 2008). A homokkő kalcitjain mért értékek azonban nega-

tívbakk a tengervízből kivált kalcitok esetében várható értékeknél (8. ábra; vö. VAN DEN BRILL & SWENNEN 2008). Hasonlóan negatív szénizotóparányt szervesanyagdús homokkő kalcicementjében figyeltek meg LYNCH & LAND (1996). A homokkőből BEKE & FODOR (2015) deformációs szalagokat írtak le, melyeknek képződési feltétele, hogy a kőzet vagy annak bizonyos zónái porózusak legyenek. Tehát a kalcit kiválását megelőzte a területet ért szerkezetfejlődési fázis, ami a legmélyebb eltemetődés idejére tehető (11–8 Ma posztrift fázis; FODOR 2010; BEKE B. szóbeli közlés). A mélybetemetődés tartományába került kőzettestekben hatékony fluidumáramlás tektonikus mozgások során létrejött, nagy porozitású és permeabilitású vetőzónák mentén valószínűsíthető. Amennyiben külső forrásból származó, a kőzettesttel nem egyensúlyban lévő fluidumból keletkezett a kalcit, akkor a negatív szénizotóparány a fluidum bikarbonát tartalmából eredeztethető, vagyis, szervesanyag-tartalmú összetételű, könnyű szénizotópban dúsult fluidum pórúsvívdumhoz való hozzákeveredése valószínűsíthető. A kalcit geokémiai értékei és a terület földtani felépítése alapján többféle képződési modell is lehetséges.

A negatív $\delta^{18}O$ értékek egyik lehetséges magyarázata az lehet, hogy a kalcit egy, a befogadó kőzetnél magasabb hő-

mérsékletű, hidrotermás fluidumból vált ki. Mivel a feltárás környezetében nem találhatók vulkáni tevékenységre utaló nyomok, a vulkáni hidrotermás fluidum lehetősége kizárható. A formációs fluidumok szintén magas hőmérséklettel rendelkeznek. A könnyű szénizotóp egy lehetséges eredete a szénhidrogén-tartalmú összleten átszivárgó, vagy ilyen rétegvízzel keveredő, magas hőmérsékletű (75–100 °C), formációs fluidum beáramlása a homokkő pórusaiba (vö. ANDERSON & ARTHUR 1983).

A negatív $\delta^{18}\text{O}$ értékek csapadékvíz eredetű fluidummal való kölcsönhatással is magyarázhatóak (CRAIG 1961, MORSE & MACKENZIE 1990). Könnyű szénizotóp csapadék eredetű fluidumban is dúsulhat, amennyiben azok szervesanyaggazdag összleten (talajon, széntelepes összleten) szivárognak át (pl. MARTIN et al. 1968). A vizsgált homokkőtestbe meteorikus eredetű fluidum beáramlása a terület kiemelkedésének kezdetétől valószínűsíthető (posztrift fázis, 5–0 Ma; FODOR 2010). Kalcitizotóp-adatok ismertek a vizsgált terület környezetéből, például a Budai-hegyek barlangjaiban található középső-pleisztocén és felső-pleisztocén–holocén cseppkövekből. Ezek a Pétervásárai Homokkőben mért kalcitokhoz hasonló $\delta^{13}\text{C}$ és kevésbé negatív $\delta^{18}\text{O}$ aránnyal jellemezhetőek (vö. VIRÁG et al. 2013). Szintén hasonló értékek jellemzik a Gerecsében található keselő-hegyi késői kalcitgenerációt, amely a Dachsteini Mész-kő meteorikus eredetű érkitöltéseként jelenik meg (GYÖRI 2014). Kevésbé negatív értékek jellemzőek más homokkőben mért meteorikus fluidumból keletkezett kalcitokra (pl. MARTIN 1986, VAN DEN BRIL & SWENNER 2008).

DICKSON (1990) diagramján alapuló elméleti számítások szerint a homokkő pórusaiba beáramló csapadékvíz 20–30 °C hőmérsékletű lehetett a kalcit képződésének idején, amennyiben VIRÁG et al. (2013) mérési adataiból ismert oxigénizotóp-aránnyal és a barlangi környezet miatt 10–12 °C fluidum-hőmérséklettel kalkulálunk. Ha figyelembe vesszük, hogy meteorikus fluidumok akár jelentős mélységbe is lecirkulálhatnak és a formációs fluidumokkal való keveredés során felmelegednek (vö. EMERY et al. 1990, DUTTON et al. 2002), akkor ez esetben nem valószínű, hogy a vizsgált kalcitokba beépült könnyű szénizotóp a talajzónából származtatható. A szénizotóparány esetében tapasztalt negatív értékeket leginkább a fedő széntelepes összlet rétegvizével való keveredéssel lehetne magyarázni.

Figyelembe véve a terület földtani felépítését, miszerint a Pétervásárai Homokkő fedőjében széntelepes képződmény, fekéjében pedig szénhidrogén-tartalmú képződmények vannak, a felvázolt modellek mindegyike lehetséges. A jelenleg rendelkezésre álló adatok alapján, nem zárható ki az sem, hogy a Pétervásárai Homokkőben található kalcit, jelentősebb kiemelkedést követően, a talajzóna közelében csapadék eredetű talajvízből vált ki. A mért kalcitértékeket összevetve pleisztocén–holocén barlangi cseppkövek oxigénizotóp-aadataival (SIKLÓSY et al. 2011, VIRÁG et al. 2013) szignifikáns különbség tapasztalható, ezért ez az eshetőség kevésbé valószínű.

Felszíni mállás hatása

Összefüggés állapítható meg a feltárásban megfigyelt mállási formák és az egyes litofácies-típusok között. Amikor a homokkő kiemelkedése során elérte a sekély meteorikus zónát, kalcittal cementált részei (LF3) minimális porozitással rendelkeztek. A felszín alatti víz csak a porózus zónákban tudott hatékonyan áramlani, így a cementált lencsékben a vázalkotó szemcsék, illetve a cementásványok oldódása a felszín közelében nem volt jelentős. Ez a litofácies (LF3) kemény és a mállásnak jobban ellenálló kőzet maradt. Ezzel szemben a porózus homokkő részeken (LF1) voltak nyílt szemcséközi pórusok, így a meteorikus víz cirkulációjának köszönhetően az instabil szemcsék kioldódtak. A jelenleg akár 25–30%-ot is elérő porozitású kőzet ennek köszönhetően törékeny és morzsolható lett. A feltárásban egyenes felszínű padokat alkot ez a fázis. Valószínű, hogy a porozitás legnagyobb része a felszínközeli oldódás következtében jött létre, de nem zárható ki, hogy a földpátok vagy karbonátlitoklasztok oldódása már a mezogenezis tartományában megindult. A nagy mennyiségű agyagfrakciót tartalmazó mátrixgazdag homokkő (LF2) már a korai kompaktió folyamán elvesztette porozitását, így kevés cement vált ki benne. Ennek köszönhetően ez a litofácies is könnyen morzsolódó és porlódó kőzetet alkot, jelenleg a feltárásban befelé hajló felszínű rétegeket képez. A jelenlegi mállási formák kialakulásában tehát a homokkő összetételének, üledékes szerkezetének, és a diagenetikus folyamatoknak együttesen volt szerepe.

Konklúzió

A Pétervásárai Homokkő petrográfiai vizsgálatával megállapítható volt, hogy az eltemetődés során, a kompaktió következtében a képződmény elsődleges porozitása fokozatosan csökkent. Az eogenezis tartományában a szemcséközi pórustérben kiváló sziderit, kaolinit és az esetleges korai kálföldpátcement kis mértékben tovább csökkentette a porozitást. A mezogenezis tartományában a kémiai kompaktió (nyomásoldódás), valamint az ahhoz kapcsolódó kvarccement kiválása további porozitáscsökkenéssel járt. Az ebben a zónában instabil szemcsék, pl. földpátok oldódása másodlagos pórusok kialakulásához vezetett. Más esetekben ezek a szemcsék ásványhelyettesítéssel alakultak át, amely nem változtatta meg a homokkő porozitását, viszont a felszabaduló elemek felhasználódtak más reakciókban. Például a kálföldpát albitosodása során felszabadult K és Si a szmektit illitesedéséhez járulhatott hozzá, illetve a kvarccement alapanyagául szolgálhatott. Ezeket a reakciókat a szedimentológiai bélyegek, vagyis az instabil szemcsék képződményen belüli eloszlása befolyásolta. A kalcit nem csak cement, hanem jelentős része ásványhelyettesítő fázis, ezért nem lehetséges a kalcit mennyisége alapján az egykori porozitáscsökkenés mértékét kiszámítani.

Az autigén kalcit, illetve a kálföldpátcement és a kaolinit egy része bizonyos mezogenetikus ásványfázisok létrejöttét követően képződött. A kalcit esetében a rendelkezésünkre

áll adatok alapján nem tudjuk biztosan megállapítani, hogy az az üledékkel betemetődött, módosult tengeri eredetű poruszvízből, vagy esetleg külső forrásból származó, formációs, illetve módosult összetételű meteorikus fluidumból vált-e ki a homokkő megfelelő porozitással és permeabilitással rendelkező, instabil szemcsékben gazdag részein. A cementként megjelenő kalcit az ásványhelyettesítő kalcitra nő rá, így feltételezhető, hogy kiválását az előbbi határozta meg. A lencsékben megjelenő kalcit és a foltos eloszlású kaolinit az érintett részekben szinte minimálisra csökkentették a képződmény porozitását, így ebben a fázisban a közettest porozitásának eloszlása erősen heterogén lett.

A kiemelkedés során / felszín közelben a csapadék eredetű fluidum hatására végbemenő oldódás a porozitás növekedéshez vezetett, melynek mértékét nem lehet megbecsülni.

Köszönetnyilvánítás

A cikk Szócs Emese MSc szakdolgozatának eredményeit tartalmazza. Köszönettel tartozunk DEMÉNY Attilának (MTA CSFK Földtani és Geokémiai Intézet) a stabilizatópos mérések és NÉMETH Tibornak (MTA CSFK Földtani és Geokémiai Intézet, ELTE) az agyagásványok röntgen-pordiffrakciós mérésének elvégzéséért. SZTANÓ Orsolyának köszönjük a terepi észlelésben nyújtott segítséget. Hálásak vagyunk SURÁNYI Gergelynek, SZINGER Balázsnak, VARGA Miklósnak, GYÓRI Orsolyának, BEKE Barbarának, LEÉL-ŐSSY Szabolcsnak, TÓTH Erzsébetnek, GATTER Istvánnak, SZABÓ Csabának, FODOR Lászlónak, VIRÁG Magdolnának szakmai tanácsaikért és segítségükért. MINDSZENTY Andrea és POROS Zsófia lektoroknak, valamint SZTANÓ Orsolya szerkesztőnek köszönjük alapos munkájukat és építő jellegű javaslataikat. Köszönjük az MTA–ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport anyagi támogatását.

Irodalom — References

- ANDERSON, T. & ARTHUR, M. 1983: Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems. — In: ARTHUR, M. (ed.): *Stable isotopes in sedimentary geology, SEPM Short Course 1.1–1.151*.
- BÁLDI T. 1983: *Magyarországi oligocén és alsómiocén formációk*. — Budapest, Akadémiai Kiadó, 293 p.
- BÁLDI T. 1997: Az Észak-magyarországi alsó-miocén kőzettrétegtani tagolódása. — In: HAAS J. (ed.): *FÜLÖP József — emlékkönyv*. Budapest, Akadémiai Kiadó, 215–230.
- BÁLDI, T. & BÁLDI-BEKE, M. 1985: The evolution of the Hungarian Paleogene basins. — *Acta Geologica Hungarica* **28**, 5–28.
- BANNER, J. & HANSON, G. 1990: Calculation of simultaneous isotopic and trace element variations during water-rock interaction with applications to carbonate diagenesis. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **54/11**, 3123–3137.
- BEKE, B. & FODOR, L. 2015: Separating Cenozoic deformation events in NE-Hungary based on combination of deformation band evolution and fault slip data. — *Tectonic Studies Group Annual Meeting: Programme & Abstract Volume 22*.
- BJØRKUM, P. & WALDERHAUG, O. 1990: Geometrical arrangement of calcite cementation within shallow marine sandstones. — *Earth-Science Reviews* **29**, 145–161.
- CHOQUETTE, P. & PRAY, L. 1970: Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. — *AAPG Bulletin* **54/2**, 207–250.
- CRAIG, H. 1961: Isotopic variations in meteoric waters. — *Science* **133**, 1702–1703.
- DICKSON, J. 1966: Carbonate identification and genesis as revealed by staining. — *Journal of Sedimentary Petrology* **36**, 491–505.
- DICKSON, T. 1990: Carbonate mineralogy and chemistry. — In: TUCKER, M. (ed.): *Carbonate sedimentology*. 284–312.
- DUTTON, S. P., WHITE, C. D., WILLIS, B. J. & NOVAKOVIC, D. 2002: Calcite cement distribution and its effect on fluid flow in a deltaic sandstone, Frontier Formation, Wyoming. — *AAPG Bulletin* **86/12**, 2007–2021.
- EL-GHALI, M. A. K., TAJORI, K. G., MANSURBEG, H., OGLE, N. & KALIN, R. M. 2006: Origin and timing of siderite cementation in Upper Ordovician glaciogenic sandstones from the Murzuq basin, SW Libya. — *Marine and Petroleum Geology* **23/4**, 459–471.
- EMERY, D., MYERS, K. & YOUNG, R. 1990: Ancient subaerial exposure and freshwater leaching in sandstones. — *Geology* **18**, 1178–1181.
- FAIRBRIDGE, R. 1967: Phases of diagenesis and authigenesis. — In: LARSEN, G. (ed.): *Developments in sedimentology 8 Diagenesis in Sediments*. 19–90.
- FEKETE J. 2003: Felső-oligocén és alsó-miocén glaukonitos képződmények ásványtani vizsgálata. — Diplomamunka. ELTE Ásványtani Tanszék, 128 p.
- FODOR L. 2010: Mezozoos-kainozoos feszültségmezők és törérendszerek a Pannon-medence ÉNy-i részén — módszertan és szerkezeti elemzés. — Akadémiai doktori értekezés. Budapest, 135 p.
- FODOR, L., MAGYARI, A., KÁZMÉR, M. & FOGARASI, A. 1992: Gravity-flow dominated sedimentation on the Buda paleoslope (Hungary): Record of Late Eocene continental escape of the Bakony unit. — *Geologische Rundschau* **8/13**, 695–716.
- FOLK, R. L. 1974: *Petrology of sedimentary rocks*. — Hemphill Publishing Company. Austin, Texas, 190 p.
- GYÓRI O. 2014: Paleofluidum-áramlási események nyomozása dunántúli-középhegységi mezozoos karbonátokban. — Doktori értekezés. Budapest: ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 147 p.
- HÁMOR, G. 1985: Geology of the Nógrád–Cserhát area. — *Geologica Hungarica series Geologica* **22**, 307 p.
- HÁMOR, G. 1989: Neogene palaeogeographic Atlas of Central and Eastern Europe, 1:3,000,000. Maps 1–7. — Budapest, Hungarian Geological Institute.

- HESSE, R. & ABID, L. 1998: Carbonate cementation—the key to reservoir properties of four sandstone levels (Cretaceous) in the Hibernia Oil field, Jeanne d'Arc Basin, Newfoundland, Canada. — In: MORAD, S. (ed.): *Carbonate Cementation in Sandstones*. International Association of Sedimentologists 363–393.
- HORVÁTH F. 2007: A Pannon-medence geodinamikája: Eszmetörténeti tanulmány és geofizikai szintézis. — ELTE Földrajz- és Földtudományi Intézet, Geofizikai Tanszék Akadémiai. Budapest.
- LAKATOS, L., VÁRADI, M., POGÁCSÁS, G., NAGYMAROSY, A., KIS, B. & BARVITZ, A. 1991: A zagyvaárok paleogén kepződmenyeinek szekvencia sztratigráfiai viszonyai. — *Magyar Geofizika* **32**, 20–37.
- LUKÁCS, R., HARANGI, S., GUILLONG, M., BACHMANN, O., DUNKL, I., SOÓS, I., GERDES, A. & FODOR, L. 2014: Prolonged crystallization history revealed by LA-ICP-MS zircon age dating of the Bogács Unit, Bükkalja Volcanic field, Carpathian-Pannonian Region, North Hungary. — *SDGG*, **85**, 414 p.
- LYNCH, F. & LAND, L. 1996: Diagenesis of calcite cement in Frio Formation sandstones and its relationship to formation water chemistry. — *Journal of Sedimentary Research* **66**, 439–446.
- MARTIN, G., WILKINSON, B. H., LOHMANN & K. C. 1968: The role of skeletal porosity in aragonite neomorphism—Strombus and Montastrea from the Pleistocene Key Largo Limestone, Florida. — *Journal of Sedimentary Petrology* **56**, 149–203.
- MCKINLEY, J. M., WORDEN, R. H. & RUFFELL, A. H. 2003: Smectite in sandstones: a review of the controls on occurrence and behaviour during diagenesis. — In: WORDEN, R. H. & MORAD, S. (eds): *Clay Mineral Cements in Sandstones*. Special P, International Association of Sedimentologists. 109–128.
- MILLIKEN, K. 2003: Microscale distribution of kaolinite in Breathitt Formation sandstones (middle Pennsylvanian): implications for mass balance. — In: WORDEN, R. H. & MORAD, S. (eds): *Clay Mineral Cements in Sandstones*. Special P, International Association of Sedimentologists. 343–360.
- MILLIKEN, K. 2005: Late diagenesis and mass transfer in sandstone shale sequences. — In: MACKENZIE, F. T. (ed.): *Sediments, Diagenesis, and Sedimentary Rocks*. Elsevier 159–190.
- MOLENAAR, N. 1998: Origin of low-permeability calcite-cemented lenses in shallow marine sandstones and CaCO₃ cementation mechanisms: an example from the Lower Jurassic Luxemburg San. — In: MORAD, S. (ed.): *Carbonate Cementation in Sandstones: Distribution Patterns and Geochemical Evolution*, International Association of Sedimentologists 193–211.
- MORAD, S. 1990: Mica alteration reactions in Jurassic reservoir sandstones from the Haltenbanken area, offshore Norway. — *Clays and Clay Minerals* **38/6**, 584–590.
- MORAD, S. 1998: Carbonate Cementation in Sandstones: Distribution Patterns and Geochemical Evolution. — In: MORAD, S. (ed.): *Carbonate Cementation in Sandstones: Distribution Patterns and Geochemical Evolution (Special Publication 26 of the IAS)* Blackwell., 1–26.
- 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**, 95–120.
- MORAD, S., MÁRFIL, R. & PEÑA, J. 1989: Diagenetic K-feldspar pseudomorphs in the Triassic Buntsandstein sandstones of the Iberian Range, Spain. — *Sedimentology* **36/4**, 635–650.
- MORSE, J. & MACKENZIE, F. 1990: Early Non-Marine Diagenesis of Sedimentary Carbonates. — In: MORSE, J. & MACKENZIE, F. (eds): *Geochemistry of sedimentary carbonates*. 277–372, Elsevier Science, Amsterdam.
- NAGYMAROSY, A. & BÁLDI-BEKE, M. 1988: The position of the Paleogene formations of Hungary in the standard nannoplankton zonation. — *Annales Univ. Sci. Eotvos, Sect., Geol.* **28**, 3–25.
- PÁLFY, J., MUNDIL, R., RENNE, P., BERNOR, R., KORDOS, L. & GASPARIK, M. 2007: U–Pb and ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of the Miocene fossil track site at Ipolytarnóc (Hungary) and its implications. — *Earth and Planetary Science Letters* **258**, 160–174.
- PYE, K., DICKSON, J., SCHIAVON, N., COLEMAN, M. L. & COX, M. 1990: Formation of siderite-Mg-calcite-iron sulphide concretions in intertidal marsh and sandflat sediments, north Norfolk, England. — *Sedimentology* **37**, 325–343.
- ROSENBAUM, J. & SHEPPARD, S. 1986: An isotopic study of siderites, dolomites and ankerites at high temperatures. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **50**, 1147–1150.
- SIKLÓSY Z., DEMÉNY A., LEÉL-ŐSSY S., SZENTHE I., LAURITZEN, S.-E. & SHEN, C. 2011: A cseppkövek kormeghatározása és azok paleoklimatológiai jelentősége. — *Földtani Közlemények* **141/1**, 73–88.
- SPÖTL, C. & VENNEMANN, T. 2003: Continuous flow isotope ratio mass spectrometric analysis of carbonate minerals. — *Rapid Communications in Mass Spectrometry* **17**, 1004–1006.
- SZTANÓ, O. 1994: The tide-influenced Pétervásárai Sandstone, early Miocene, northern Hungary: sedimentology, palaeogeography and basin development. — *Geologica Ultraiectina* **120**, 155 p.
- SZTANÓ, O. & BOER, P. 1995: Basin dimensions and morphology as controls on amplification of tidal motions (the Early Miocene North Hungarian Bay). — *Sedimentology* **42/2**, 665–682.
- SZTANÓ, O. & JÓZSA, S. 1996: Interaction of basin-margin faults and tidal currents on nearshore sedimentary architecture and composition: a case study from the Early Miocene of northern Hungary. — *Tectonophysics* **266**, 319–341.
- VAN DEN BRIL, K. & SWENNEN, R. 2008: Sedimentological control on carbonate cementation in the Luxembourg Sandstone Formation. — *Geologica Belgica* **12/1–2**, 3–23.
- VIRÁG M., MINDSZENTY A., SURÁNYI G., MOLNÁR M. & LEÉL-ŐSSY, S. 2013: A Búboskemence cseppkőlefolys. — In: MINDSZENTY, A. (szerk.): *Budapest földtani értékek és az ember. Városgeológiai tanulmányok*. Budapest, ELTE Eötvös Kiadó, 245–248.
- WORDEN, R. H. & BURLEY, S. D. 2003: Sandstone Diagenesis — The Evolution of Sand to Stone. — In: WORDEN, R. H. & BURLEY, S. D. (eds): *Sandstone Diagenesis: Recent and Ancient (Reprint Series 4 of the IAS)* Wiley-Blackwell, 3–46.