

Raucsik Béla

**A KOMLÓI MÉSZMÁRGA FORMÁCIÓ
RITMICITÁSÁNAK OKAI PÜSPÖKSZENTLÁSZLÓ-
KÖRNYÉKI SZELVÉNYEK VIZSGÁLATA ALAPJÁN**

Ph.D. értekezés

József Attila Tudományegyetem

Szeged, 1999

Causes of rhythmicity of the Komló Calcareous Marl Formation on the base of examination of sections are located near Püspökszentlászló

Abstract

Introduction

Jurassic formations expose in the eastern part of the Mecsek Mountains (Tisza Terrain, Southern Hungary) in a relatively extended area. These formations form a mostly marine sequence. The Early Liassic in the Mecsek Mountains is characterized by coal and arkose-bearing continental and shallow marine sequence (Gresten facies). In upper part of Sinemurian (in accordance with composite effect of global sea level rise and more intensive subsidence of Mecsek zone) this facies was converted into a deeper water hemipelagic/pelagic basin one with mixed-siliciclastic-carbonate lithologies. This sedimentation prevailed until Upper Bajocian. The intensively bioturbated marl facies ("spotted marl") is characteristic to the European margin of the Tethys (Allgau facies)(Haas, 1994). The youngest part of this marly sequence belongs to the Komló Calcareous Marl Formation, stratigraphically. Its most conspicuous property is rhythmicity. My aim is to model the cause of this bedding character.

Two sections exposed northerly from Püspökszentlászló village were examined in detail. Stratigraphically the studied profiles represent an Early to Middle Bajocian succession, i.e. upper part of the spotted marl sequence (Komló Calcareous Marl Formation). The Ammonite *Kumatostephanus sp.* indicates the Sauzei zone (Galácz, 1997, pers. comm.) found in the layer P-1a of the section Püspökszentlászló II., i.e. at the base of this sequence.

Lithology

The studied sections consist of alternation of carbonate-rich and carbonate-poor layers (couplets) with decimeter-centimeter scale bed thickness. In many case within a given couplet the "carbonate-rich" and the "carbonate-poor" sediments proved to be the same carbonate rock type, petrographically. It must be emphasized, that couplet-like appearance of the beds is obviously in the outcrops. The beds are grey and greenish grey with abundant darker grey spots. Sharp and continuous bedding contacts can also be

observed. The carbonate-poor beds with the highest clay contents are thin bedded, nevertheless all of the carbonate-rich semicouplets are massive. All of beds are macroburrowed. Microburrowing and lamination are absent. Sedimentary structures indicative of redeposition and erosion by gravity mass flows or contourites were not observed. Hardgrounds on the sharp bedding contacts, were not detected.

CaCO₃ content is measured volumetrically. This parameter shows fluctuating pattern. Frequency of the fluctuations can not be estimated because sedimentation rate is unknown.

Ichnofacies

Bioturbation is characteristic of all samples. Carbonate-rich samples have diverse ichnofossil assemblage. Penetration is deeper, burrow diameter after compaction is greater in the carbonate-rich samples. This is observable in general and in the case of the given ichnogenera. The carbonate-poor semicouplets can be characterized by poor ichnofossil assemblage. Penetration depths and burrow diameters refer to limited benthos diversity. The diversity and the relative density of the bioturbation show parallel trend. On the basis of the ichnofacies characteristics oxygen supply fluctuated on the basin floor. During deposition some of the carbonate-poor semicouplets disoxic environment can be supposed. Anoxia not developed, probably.

Microfacies

91 samples were thin sectioned. The samples are classified as bioclastic packstones and wackestones. The matrix is always micrite. The most abundant biogene components are Radiolarians, siliceous sponges and filaments. Echinoid fragments represent 1-30 percentage of total bioclast assemblage. Pelagic Foraminifera are present in some thin sections. 1-10 percent of unrounded quartz silt and very fine sand grains are present as well. A few samples have micosparitic matrix. This fact and the partial dissolution of some of biogenic constituents indicate some degree of carbonate dissolution and reprecipitation. This factor seems to be insignificant because of lack of dissolution films in thin sections. 8 samples have higher Echinoderm abundance. This samples do not show, however, erosional surfaces or gradation. Plankton diversity is small. Radiolarians are more abundant in carbonate-rich semicouplets. Bositras and sponge spiculae show opposite trend.

In essence, the studied profiles represent basinal or deeper shelf facies, dominated by hemipelagic processes. Sedimentation was presumably continuous.

Clay mineralogy

110 samples (below 2 μm fraction) were examined by X-ray diffraction. The samples are dominated by illite and illite/smectite mixed-layer phases. Kaolinite is rarely found. Mixed-layer illite/smectite is characterized by 40-70 percent illite proportion and mostly random or 1/4-type ($R=0$ or $R=1$) interstratification reflect preferential replacement of smectite by illite during burial diagenesis. This group of clay minerals documents erosion of smectite-rich soils developing under warm and seasonally humid climate and indicates 100-130°C maximum heating temperature during burial. Discrete illite is abundant, it seems to be not altered by burial diagenesis. The abundance of the clay mineral types does not correlate with the lithologies suggesting, that processes forming the alternation of carbonate-rich/carbonate-poor semicouplets could not affect directly the formation of clay minerals.

Stable isotope geochemistry

25 bulk samples were measured for stable carbon and oxygen isotopes. The examined samples show consistently higher $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values in carbonate-rich semicouplets relative to carbonate-poor ones. A significant positive correlation exists between the percentage of calcite and the isotopic composition. The absolute values suggest that diagenesis was not significant factor to create the rhythmic character of the succession. According to suggestions of data production and/or dilution cycle may be existed as depositional background of the origin of semicouplets. This bedding seems to be the result of regular changes in ocean bioproduction and concomitant salinity and/or surface water temperature changes.

Major and trace element geochemistry

45 bulk samples from six segments of the outcrops were examined by PIXE analysis. Concentrations of the trace elements Zn, Cu and Ni are higher than can be explained by a pure detrital source. Excess concentrations (over detrital) of these trace elements may be derived from seawater and likely associated with the organic fractions.

The carbonate-rich semicouplets are characterized by good oxygenation as expressed by the Fe/Mn ratio and by the concentrations of the redox-sensitive trace elements. The abundance of silica in the absence of high terrigenous supply (represented by the Ti normalization) suggests that during deposition of carbonate-rich beds surface waters were highly fertile due to an efficient recycling of nutrients from deeper waters. The

enhanced fertility was coupled with a current system at well-oxygenated seafloor which prevented the accumulation of organic matter-bounded trace elements, such as Zn, Cu, V, Ni. During early diagenesis Mn should have migrated from weaker oxic parts of sediment column and precipitated as carbonate and/or oxide, oxi-hydroxide coatings on biogenic tests resulting Mn-enrichment in the carbonate-rich layers. Highly fertile conditions are expressed by P-enrichment, too.

The carbonate-poor semicouplets deposited under moderately oxic, probably dysoxic conditions indicated by the Fe/Mn ratio and the concentrations of redox-sensitive trace elements. High Ti and Si values indicate that marly beds received a substantial contributions from a terrigenous source. The differences in the solubility of reduced iron and manganese could lead to sedimentary fractionation of these elements across redox boundary, resulting Fe-enrichment during deposition of carbonate-poor beds. Trace metals, such as Zn, Cu, V and Ni were carried partly as organo-metal complexes and partly as adsorbed ions on clay minerals in the water column. Dysoxic conditions in the sediment mass and on the seafloor were favorable to preservation and accumulation of these trace elements.

Conclusions

The rhythmic organization of couplets may represent climatic changes. Palaeoceanographic conditions alternated from efficiently mixed, highly-fertile surface water and well-oxygenated seafloor, to enhanced freshwater runoff and/or decreased evaporation and moderately oxygenated bottom waters. The presence of less saline surface-water may have created stratification that caused moderately oxidizing (likely dysoxic) conditions at the bottom. The corresponding climatic conditions thus alternated from more arid to more humid.

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés	2
1.1 Általános bevezetés.....	2
1.2 Fogalmak definiálása.....	3
2. A földtani megismerés története.....	4
3. Problémafelvetés, a dolgozat célkitűzései	14
4. Makroszkópos megfigyelések	21
4.1 A kőzetek makroszkópos leírása	21
4.2 Nyomfosszília vizsgálatok.....	23
5. CaCO ₃ -tartalom mérések	28
6. Mikrofácies vizsgálatok	32
7. Agyagásványtani megfigyelések	36
7.1 A röntgendiffrakciós mérések eredményei	37
7.2 A mérési eredmények értelmezése.....	43
8. Stabil izotóp geokémia.....	51
8.1 A stabil izotópos mérések eredményei.....	51
8.2 A mérési eredmények értelmezése.....	53
9. Fő- és nyomelem geokémia.....	56
9.1 A főelem geokémiai mérések eredményei	57
9.2 A főelem geokémiai adatok értelmezése.....	59
9.3 A nyomelem geokémiai mérések eredményei és értelmezésük.....	61
10. Összefoglalás	68
Köszönetnyilvánítás	72
Irodalom.....	74
FÜGGELÉK.....	92

1. Bevezetés

1.1 Általános bevezetés

Csaknem valamennyi üledékes kőzet egyik legfeltűnőbb tulajdonsága a rétegződés. Függetlenül attól, hogy milyen folyamat hozta azt létre - periodikusan ismétlődő folyamatok, epizodikus események, biológiai, vagy diagenetikus felülbélyezés - a rétegződés általában a ritmicitás bizonyos fajtáját mutatja, azaz adott kőzettípusok meghatározott szabály szerint ismétlődnek, sok esetben nagyobb egységekbe szerveződnek. Ritmikus és ciklikus szekvenciák az egész világon találhatók, lényegében minden földtörténeti korban és környezetben, melyekkel számos kézikönyv és publikáció foglalkozik (pl.: Duff és társai (1967), Schwarzscher (1975), Einsele és Seilacher (1982), Berger és társai (1984)). Az utóbbi néhány évtizedben - összefüggésben az anyagvizsgálat lényegesen javuló technikai lehetőségeivel - ismereteink a geológia ezen területén is megsokszorozódtak, a korábbiaknál több szedimentológus, paleontológus foglalkozik ilyen témával. Számos ritmikus és ciklikus rétegsorról kiderült, hogy a földtörténeti múlt klímaváltozásainak eredményeként jött létre, ezen klímaváltozásokról hordoz információkat. Napjainkban, amikor a kutatás homlokterébe került a klímát befolyásoló antropogén hatások vizsgálata, különös aktualitást kap a téma.

Hazánkban is megfigyelhető ez a tendencia, azonban - ellentétben a középhegységi triász és kréta képződményekkel (Haas (1982), Fogarasi (1995)) - a mecseki jura rétegsorban eddig nem publikáltak olyan részletes analízist, amely valamelyik formáció ritmicitásának okait, a ritmicitást kialakító tényezőket értelmezi, vagy akár csak részletesebben leírja. A teljes mecseki jurát figyelembe véve a Komlói Mészmárga Formáció (Császár és Haas, 1983) az egyik olyan képződmény, amely a megfelelő tárgya lehet ilyen vizsgálódásnak, hiszen ritmicitását már régen felismerték (Forgó és társai, 1966) és alapvető rétegtani tagolása is adott; a ritmicitás okainak feltárására azonban nem történt próbálkozás.

1.2 Fogalmak definiálása

A dolgozat célkitűzéseinek tárgyalása előtt szükségesnek érzem a témában használatos alapfogalmak pontosítását. Ennek oka az, hogy a ritmicitást, ezt az üledékes kőzetekre oly jellemző jelenséget már régen felismerték, sok szerző megpróbálta magyarázni egy adott rétegsor ritmicitásának okait. Ez a téma nomenklatúrájában azonos fogalmak eltérő értelmű használatához és kaotikus állapotokhoz vezetett. Újabban - a nevezéktani problémák elkerülése érdekében - a szűkebb szakma nemzetközi szinten is törekszik az egységes fogalomhasználatra. A több lehetséges megoldás közül egyre inkább az Einsele és társai (1991) összefoglalásában javasolt verzió nyer polgárjogot. Munkámban én is az ő értelmezésüket használom, és az alábbiakban röviden összefoglalom a nevezett munka alapján a ritmikus és ciklikus szedimentáció legalapvetőbb fogalmait és jelenségeit.

A *réteg* egy (a fekvő és a fedő réteghez viszonyítva) relative egységes, azoktól többé-kevésbé eltérő összetételű, három dimenziós üledékes kőzetttest. Különböző rétegek váltakozásakor a mállásnak jobban ellenálló, ezáltal kipreparálódott rétegeket nevezük *szoros értelemben vett rétegeknek*, míg a kevésbé ellenálló - egyébként szintén rétegszerű - szakaszokat *rétegeközöknek*. Egy réteg és a rá következő rétegeköz *rétegpárt*, vagy más szóval *coupletet* alkot (Fischer és Schwarzacher, 1984).

Az üledékes rétegsorok felépülhetnek:

(1) két rétegtípus (vagyis litológia) váltakozásából (ABAB szukcesszió), amit *ritmikus rétegződésnek*, esetleg *ritmikus szekvenciának* hívunk, vagy

(2) minimum három különböző üledékes kőzettípusból, melyek szukcessziói ismétlődnek (pl. egyszerű esetben ABCABC, vagy ABCBA szukcesszió). Ezt a típust *ciklikus szekvenciának* hívjuk.

Az üledékes ciklus fogalma a legtöbb szerzőnél (a fentiekkel összhangban) bizonyos litológiák és fácies típusok szabályszerű ismétlődésének leírására szolgál. Számos ritmikus rétegsor esetében (pl. turbidit rétegsorok) nyilvánvaló, hogy szabálytalan időközökben ismétlődő üledékes események eredményezik a ritmicitás kialakulását. Ezért célszerűnek tűnik (Dott (1988) alapján) különbséget tenni a szoros értelemben vett ciklikus szekvenciák (*periodikus szekvenciák*) és a *diszciklikus szekvenciák* között. Előbbiek ismétlődése szabályszerű periódusokhoz kötött, az egymást követő azonos rangú ciklusok azonos időtartamot ölelnek fel, míg utóbbiakat szabálytalan időközökben bekövetkező rétegtani események okozzák. A konstans vagy csaknem konstans időközönkénti

periodicitással fellépő jelenségek által létrehozott szekvenciákat *perioditok*nak nevezzük (Einsle, 1982).

A ritmikus és a ciklikus szekvenciákat létrehozó mechanizmusokat genetikai alapon két nagy csoportba lehet sorolni (Beerbower, 1964):

(1) *Autociklikus szekvenciákat (autogenetikus szekvenciákat*, Dott, 1988) elsődlegesen a medencén (vagy annak bizonyos részén) belül működő folyamatok hoznak létre. Ezek prominens példái a temesztiteket vagy turbiditeket tartalmazó tengeri rétegsorok; fluviális környezetben a migráló, egymással váltakozó meder-, ártéri és zátonyfáciesek ismétlődései.

(2) *Allociklikus szekvenciákat (allogenetikus szekvenciákat*, Dott, 1988) az üledékes rendszerhez (medencéhez) viszonyítva külsődleges változások (pl. klimatikus változások, a lehordási terület tektonikai mozgásai, globális tengerszintingadozások) hoznak létre. Ezek a folyamatok általában nagyobb időintervallumú és laterális kontinuitású ciklikus jelenségeket alakítanak ki, mint az autociklikus folyamatok. Legfontosabb tulajdonságuk, hogy egyszerre és hasonló módon hatnak több üledékes medencében.

Természetesen nehéz élesen elkülöníteni az autociklikus és allociklikus folyamatokat, hiszen ezek számos üledékes rétegsor esetében (elegendően hosszú időtartamot figyelembe véve) hatással vannak egymásra. Egy nagyobb üledékgyűjtőt tekintve, a regionális tektonika hatással lehet mind az üledékgyűjtőn kívüli forrásterületre, mind az adott medencén belüli kisebb tektonikai struktúrákra; az euszatikus tengerszintingadozások közvetve befolyásolják az autociklikus gravitációs tömegmozgások előfordulását és gyakoriságát.

2. A földtani megismerés története

Általános az a nézet, hogy a Mecsek geológiai képződményeivel először Beudant (1822, 1825) francia utazó foglalkozott. Nem olyan régen merült fel az a lehetőség (Viczián, 1968, 1970), hogy Kitaibel Pál, a neves magyar természettudós lehetett az első, aki geológiai megfigyeléseket publikált a területről. Minden bizonnyal a foltos márga sem került el érdeklődését, hiszen 1799-es és 1808-as útjai során bizonyos, hogy járt a Márévari-völgyben, ezen kívül részletesen foglalkozott az alsó-liász kőszénnel, a pusztakisfalui vasércnyomokkal és a pécsváradi ezüstkutatással.

A Komlói Mészmárgára vonatkozó úttörő megfigyelések Peters (1863) nevéhez fűződnek. A foltos márga ("Fleckenmergel") elnevezést ő alkalmazta először a kőszéntelepes összlet tágabb fedőjére. Az összlet elterjedési határaként Komlót és Mecseknádasdot (az eredeti szövegben: „zwischen Komlo und Nadásd”) nevezte meg, hangsúlyozta az alpi és kárpáti közettani analógiát, a rétegtanilag fontos ősmaradványok jelentőségét. A teljes foltos márga rétegtani terjedelmét a középső-liásztól a bajóci legmélyebb részéig helyezte. Az Ófalu és Pusztakisfalu környéki krinoideás mészkövet a foltos márgával egyidősnek tartotta. Peters eredményeit vette alapul Hauer (1870) áttekintő térképe megszerkesztéséhez.

A Mecsek első - 1:28 800-es méretarányú - rendszeres földtani térképezésére 1872 és 1876 között került sor, amelynek kivitelezői Hofmann és Böckh voltak. Térképeik 1:144 000-es méretarányban láttak végül napvilágot (Böckh és társai, 1880-1888). A térképezési munka eredményeit Hofmann (1876) és Böckh (1880-81) összegezte. Előbbi rövid jelentésben foglalta össze az eredményeket és Peters már említett munkájára hivatkozva a foltos márga rétegtani terjedelmét a liász- β -tól a középső-doggerig jelölte meg. Utóbbi munka nagyobb lélegzetű, jelentőségét az is kiemeli, hogy a foltos márgára vonatkozó első magyar nyelvű publikáció. Ebben utalást találunk arra, hogy a terület északi részén egy keskeny övben a hegység más részeiből ismert képződmények jó részét Hofmann kimutatta. Ez a később „Északi pikkely”-nek nevezett szerkezeti elem felismerésére vonatkozó első adat. Böckh több alkalommal pontos helymegjelöléssel közölt szintjelző ősmaradványokat, kiegészítve ezekkel az általa is hivatkozott Peters-féle eredményeket. Óbánya térségében kimutatta a dogger mélyebb részét („alsó oolith legalsó része”), részletesen elemezte az Óbányai-völgy rétegsorát, ami az első alaposabb leírása a foltos márga (később Komlói Mészmárga Formáció néven jelölt) legfiatalabb szakaszának. Ebben litológiai jellemzést adott és leírta a szelvény települési viszonyait, ammoniteszek alapján a foltos márga képződésének felső határát az alsó-doggeren belül húzta meg. Hangsúlyozta, hogy Pusztakisfalu térségében azonos korú, de eltérő fáciesű képződményekkel találkozott. Említést tett arról, hogy térképező kollégája, Hofmann Kisújbánya környékén kitérképezte a teljes doggert, mélyebb részében foltos márga kifejlődésben. A hegység földtani kutatásának ezt a szakaszát Hofmann (1907) munkája zárta le. A Mecsek hegység keleti részének tektonikai viszonyait elemezve kimutatta annak "Újbánya" központú szinklinális szerkezetét, ami a „Kisújbányai periszinklinális” első említése.



Az első világháborút közvetlenül megelőző években a hegység 25 000-es reambuláló térképezése kezdődött. Ennek eredményeit Vadász (1912a, 1912b, 1914) közölte.

Vadász (1935) híres munkájában találjuk a mecseki rétegsor első monografikus jellegű leírását. A Komlói Mészmárga Formációról (természetesen még nem ezen a néven) litológiai jellemzést és benne talált ősmaradványokról fontos faunalistát kapunk. Eszerint az aaleni alsó szakasza még a toarci emelet rétegeihez hasonló megjelenésű „szürke, palás, kissé homokos agyagmárga, majd ezek fölött padosabb rétegekkel váltakozó, keményebb, kissé meszesebb, homokos agyagmárga”. Vastagsága északon 30-60 méter, a „kisújbánya-püspökszentlászlói úton” 650 méter. Az ófalui Kalktalban, Pusztakisfaluban valamint Monyoród és Szederkény határában vörös krinoideás mészkő képviseli az aalenit. Hangsúlyozta, hogy „nagyon föltűnő, hogy e crinoideás mészkövek említett előfordulási helyein ennek az emeletnek a hegységben ismert rendes márgái egészen hiányoznak. (...) Ezek a jelenségek arra a lehetőségre utalnak, hogy e crinoideás mészkövekben az egész aaleni emelettel egyenértékű heteropikus kifejlődést lássunk.” Ami dolgozatom tárgyát jelentő bajóci emelet képződményeit illeti, kimutatta, hogy az aaleni összlet éles határ nélkül megy át a bajóciba. „Szürke, csillámos-homokos agyagmárgái növekedő mésztartalommal fokozatosan ridegebb, kagylós törésű mészmárgákká lesznek, homok és csillámtartalmuk kimarad s a palás rétegekkel szemben vastagabb, tömött mészmárgapadok jutnak túlsúlyra. Helyenként kovásodott padok is mutatkoznak. (Ófalu.) A kőzetkülönbség mállott állapotban a bajocienbe tartozó rétegek világossárga színében és simább felületében mutatkozik, míg az alsó dogger lágyabb kőzetei szürkébbek és érdekesebbek.” A bajóci vastagsága szerinte a püspökszentlászló-kisújbányai úton 200 méter, a Farkas-völgyben 250 méter, a Somostetőről a Réka-völgybe vezető úton 230 méter. Északon csökkent vastagságú, 35-75 méter. Ősmaradványokkal igazolta az *Emileia sauzei*, a *Stephanoceras humphriesianum* és a *Cosmoceras subfurcatum* szinteket.

A rétegtani jellemzőkön kívül Vadász ebben a monográfiában tektonikai kérdésekkel is foglalkozott. Mivel dolgozatom célkitűzései között szerkezeti vizsgálódások nem szerepelnek, a hegység keleti részének ezt az első tektonikai értelmezését is - alapvető felismerései miatt - bővebben idézem. Hofmann (1907) megfigyeléseire hivatkozva a hegység Vasastól keletre fekvő területének szerkezetét Vadász is periszinklinálisként értelmezte. Arra következtetett, hogy a periszinklinális magvát Kisújbánya és Jánosi-pusztá között „trachidolerit” lávaárakkal átjárt malm-középső-neokom rétegek alkotják. Ezeket a

képződményeket idősebb jura rétegek övezik. A geológiai képet bonyolítja a számos normál és oldalelmozdulásos vető, melyek lefutását abban az időben pontosan még nem határozták meg. A rétegek csapásadatai számos szabálytalanságot mutatnak, ami a különböző szelvényekben lényegesen különböző vastagságokat eredményez. Ebben a monográfiában definiálta Vadász az ún. "Márévári antiklinális"-t: Somostól északnyugatra, Szászvártól délre a Márévár-Kő hegy-Szerecsen hegy csapásában a Síngödör völgyig tartó, trachidolerit betelepülésekkel megszakított, dogger-malm rétegekből álló komplikált szerkezet, magjában középső-dogger rétegekkel, azaz a Komlói Mészmárgával. Ami a déli pikkelyzónát illeti: kelet felé, Ófalu és Zsibrik között „a jura rétegsor jelentékenyen csökkent rétegösszletek egymástartó hiányos pikkelyeivel, közvetlenül a kristályos vonulatra támaszkodik.” Délnyugaton, ennek a szelvénynek a „folytatása Pusztakisfalunál és Pécsváradnál található. (...) Szerkezeti összetétele a kristályos vonulat peremén megtörtölt és hosszanti törésvonalon elfenődött szinklinálisként rekonstruálható. Ilyenfórmán Ófalunál a hegység legkeletibb végződése nagy vonásokban a Zengővonulat déli boltozatának pikkelyekre szakadt, egymásra tolt északi szárnyát képviselheti, a komlói nyugati végződéshez hasonlóan. Az egész jura periklinális tehát keletnyugati tengely mentén, csúcsban végződő kihúzott orsóalakot mutat.” A Mecsek hegység permomezozóos rétegsorának meghatározó deformációját az ausztriai fázishoz kötötte.

A második világháborút követő időszakban igen intenzív, a korábbiakat felülmúló volumenű térképezés folyt a hegység területén, aminek summázata 10 000-es térképekben, a hozzájuk csatlakozó magyarázóknak, valamint ezeken kívül számos publikáció és kézirat jelentés formájában öltött testet. A foltos márga legfiatalabb, bajóci részére vonatkozó információkkal elsősorban Hetényi (1958, 1959, 1964a, 1964b, 1968, 1969) és Wein (1959a, 1959b, 1965a) munkáiban találkozunk. A közvetlen fekvő és fedő képződményekről Kovács (1953, 1954, 1964) és Hetényi (1966) ad értékes információkat. Munkájuk eredményeképpen a képződmények ismertsége lényegében elérte a mai szintet; számos szelvényből részletes petrográfiai leírás történt, emellett a korábbi, Vadász-féle faunalista sok új alakkal egészült ki, különösen ami a mikrofaunát illeti. Rajtuk kívül még ifj. Noszky (1961) rövid regionális összehasonlító munkája érdemel említést, melyben megemlíti, hogy "a bajóci emelet szintjei kezdetben alig ütnek el az aaleni rétegektől. A bath határ felé azonban lassan meszesebbé, mészmárga padossá, majd mészkőszerűvé válnak, s ekkor már kovásodás is mutatkozik."

Ennek a nagyon termékeny kutatási időszaknak a bajóci képződményekre vonatkozó eredményeiről a legegyszerűbben a különböző térképmagyarázók vonatkozó részei alapján rajzolhatunk képet.

"Magyarország 200 000-es földtani térképsorozata" magyarázója (Forgó és társai, 1966) szerint a bajóci emeletet az aaleni foltos márgától - kizárólag litológiai alapon - az első mészmárga pad megjelenésével határoljuk el. A magyarázó Wein (1959a, 1965a) alapján a kisújányai medence 232 méter összvastagságú bajóci összletét két részre osztotta. Eszerint az emelet alsó részét „érdes törési felületű, szürke, gyengén foltos mészmárga és márgás mészkőrétegek és lemezes, szürke márga betelepülések váltakozása építi fel. A felső részt sima törésű, szürke, foltos mészkőpadokkal váltakozó, foltos márgarétegek alkotják. A felső rész legfelső, mintegy 10-15 m-es szakasza puha, zöldesszürke, foltos márga- és puha, szürke márgarétegekből áll, ahol a sima törésű foltos mészkőpadok már elmaradnak.” Ebben a magyarázóban történt az első említés a rétegsorban megfigyelhető ismétlődésekről és itt olvashatjuk ezek első interpretációját: *"A középső-liásztól a bajóci emeletig terjedő üledéksorra jellemző annak ritmikus kifejlődése. Ezzel homokos-márgás, márgás-mészmárgás, márga-mészkő rétegek megismétlődő sorozataira gondolunk, melyek kialakulása éghajlati, tengeráramlási vagy egyéb körülménnyel függhet össze."* Természetesen a magyarázó a már többször említett Vadász-féle faunalista felsorolásán kívül a heteropikus fáciesről is szól, úm. „a kisújányai medence foltos márga fáciesét a mecseki üledékgyűjtő déli és északi peremén, Pusztakisfalu-Óbánya vonalán, illetve az északi pikkely területén, szürke és vörös, krinoideás-brachiopodás mészkőrétegek helyettesítik. A rétegeket Vadász (1935) még az aaleni emeletbe osztotta be.” Az előbbieken szereplő "Óbánya" helymegjelölés bizonyára elírás, vagy nyomtatási hiba lehet, a szerzők minden bizonnyal Ófalu községre kívántak utalni. A magyarázó szerint "rétegtani helyzetük és brachiopoda faunájuk alapján azonban bajóci, sőt esetleg részben bath korúak, s így mélyebb vízi bajóci foltos márgának partmenti helyettesítői."

Fontos kiegészítéssel szolgált a heteropikus fáciesekkel és a fedővel való viszony kapcsán Wein (1965b). Megemlítette, hogy az „Északi pikkely”-ben a foltos márga csökkent vastagságú, valamint azt, hogy: „Érdekes fáciese az „Északi Pikkely” jurájának a 7 m vastag szürke és vörös krinoideás mészkő. A bajóci foltosmárga és a bath vörösgumós márga közt helyezkedik el az alul szürke, felső részén vörös színű krinoideás mészkő, melyben a szászvári bányavölgyben nagy Brachiopodákat lehet találni. (...) A felette települő, a mecseki jurában vezérszintként szereplő, bath vörös-gumós márgarétegek

alsó részét helyenként, - így a Szászvárbányától Ény-ra fekvő Csiszár-legelőn - repedezett kalciteres szürke mészkő helyettesíti.”

A Mecsek hegység földtani térképe 10 000-es sorozat számos térképlapja taglalja - a képződmény elterjedtségéből következően - a bajóci emelet rétegsorát, az adott térképlapra jellemző kifejlődését. Ezek közül is kiemelkedik jelentőségében a Földi és társai (1977) munkája, a „Hosszúhetény-É”, valamint a Nagy és társai (1978) által írt „Kisújbánya” jelű térképlap magyarázója. Ezekben - kiegészítve a korábbi szedimentológiai adatokat - granulometriai összetétel-adatokkal is találkozunk. Itt történt először említés mikrofaciális vizsgálatokról. Eszerint „a kőzetek struktúrája többnyire mikrokristályos, de van mozaikszemcsés is. Egyes részletek granoblasztosak. Az agyagmárga és a márga néha mikrokristályos-pelites, illetve pelites struktúrájú. A textúra legtöbbször irányítatlan.” Először kapunk adatokat a kőzetek ásványos összetételéről: „A törmelékes elegyrészek között leggyakoribb a kvarc, azután következik a muszkovit, biotit, a metamorf kőzettörmelék és a földpát. Van azonkívül kevés cirkon, gránát, valamint klorit, rutil, epidot, turmalin. Egyes rétegekben található kalcedon, elszórtan pirit és limonit. Nagyon ritkán glaukonit is kimutatható volt. A DTG a kalcit mellett kevés dolomitot, a röntgendiffraktogram apatitot és magnetitet, az agyagásványok közül kloritot, illetve montmorillonitot és kaolinitet mutatott ki.” A korábbi faunalistákat (Vörös A. határozásaira hivatkozva) további kagylókkal egészítették ki. Külön jelentőséggel bír az a tény, hogy ezek a magyarázók tartalmazzák Bóna J. mikroflóra-mikrofauna határozásának eredményeit.

Ami számunkra még érdekesebb, a magyarázóban utalásokat találunk a képződési körülményekre is: *”A ferro-ferri arány alapján többnyire reduktív közegre következtethetünk. Sekélytengeri, parttól viszonylag távoli képződmény.”* Ez az interpretáció lényegesen eltér a Forgó és társai (1966) véleményétől, miszerint a krinoideás mészkövek „a mélyebb vízi bajóci foltos márgának partmenti helyettesítői.”

Wein néhány munkájában (1961, 1967) súlyozottan a Mecsek szerkezeti felépítésének értelmezésével foglalkozott. Ezek kapcsán Vadász korábban említett véleményéhez csatlakozva a "gyűrődés" fő időszakának ausztriai vagy szubhercini (1961), illetve biztos ausztriai (1967) datálást adott. A foltos márga s.l. kőzeteit "orogén jellegű"-nek minősítette és olvashatjuk azon véleményét is, hogy a mecseki üledékgyűjtő süllyedését "oszcillációk zavarják".

Géczy (1972, 1973a, 1973b) a lemeztektónikai szemlélet alkalmazásával a korábbiakhoz képest alapvetően más megvilágításba helyezte a Kárpát-medence aljzatát felépítő egységek mezozoos történetének, illetve kapcsolatuknak a megítélését. Rendkívül nagy számú ammonitesz vizsgálata alapján arra a következtetésre jutott, hogy a terrigén anyagban gazdag kőzetekben (foltosmárga) a mediterrán, ubiquista és ÉNy-európai fajok csaknem egyforma arányban fordulnak elő, ezzel lényegesen eltérnek az „ammonitico rosso”-típusú kőzetek faunájától. A középhegységi és a mecsek-villányi jura ammonitesz faunák eltéréseinek magyarázatára azt az értelmezést adta, hogy : „A Tethys szétnyílásának eredményeként a primer mediterrán faunaprovincia fokozatosan három részre különült el:

1. déli, karbonátos peremkomplexum (ammonitico rosso és hierlatz mészkő);
2. középső, óceáni terület;
3. északi, kontinentális peremkomplexum (gresteni és foltosmárga fácies).

(...) Az ÉNy-európai faunaprovincia kialakulásához a stabil Európa nagy részének tengeri elöntése vezetett, ami a közép-óceáni hátságok kiemelkedésével kapcsolatos euszatikus tengerszintváltozásra vezethető vissza. A transzgresszió fokozódásával a törmelékes anyag utánpótlását biztosító lehordási terület is tengerszint alá került, és mindkét peremkomplexumon az óceáni hatás érvényesült. Magyarországon a Magyar Középhegység eredetileg a Tethys déli peremének karbonátos platformjához tartozott. A Mecsek és a Villányi hegység viszont a tágabb értelemben vett északi peremkomplexumhoz. A mai fordított elrendeződés a stabil afrikai és európai lemezek közti kisebb lemezrészek utólagos vízszintes eltolódásából adódik.”

Hetényi (1978) a rétegtani lexikonban a korábbi eredmények rövid összegzését adta. Hangsúlyozta a foltos márga faunájának ÉNy-európai rokonságát; a felső-szinemuri-bajóci korú képződményt neritikus, szublitorális fáciesűnek tartotta.

Császár és Haas (1983) a hazai rétegtan történetében először adtak nemzetközi normáknak megfelelő elnevezéseket a hazánkat felépítő geológiai képződményeknek. A korábban több szerző által is foltos márgának nevezett rétegsort több litosztratigráfiai egységre bontották. Táblázatukban a legfiatalabb - aaleni és bajóci emeleteket felölelő - szakasz a Komlói Mészmárga Formáció nevet kapta. A heteropikus fáciesként szereplő krinoideás mészkő a Pusztakisfalui Mészkő Formáció nevet viseli.

Kovács (1984) a Tisza-probléma lemeztektónikai feloldásával foglalkozott. Hangsúlyozta, hogy a Kárpát-medence aljzata egymástól idegen blokkok akkréciójából áll és azt, hogy „mind a mecsek-bihari öv, mind a Déli-Kárpátok ugyanannak a stabil selfnek

az előtér-közeli pereméhez tartoztak. Ugyanehhez az externális fácieszónához tartozott a Helvétikum-Ultrahelvétikum, az alsó-infrabukovinai takarók és a Stara Planina üledékképződési tartománya is. (...) a szóban forgó területek a kontinentális előtér felé haladva a legkülső kifejlődési zónába tartoztak.” Birkenmajer, krakkói professzorral hivatkozva kiemelte a mecseki és a villányi triász-jura erős szirtövi rokonságát. Alapvető fontosságú az a megállapítása, hogy „a fentebb említett egységes északi vagy északkeleti self széttöredezése egyidejű volt ennek a Penninikumnak a kinyílásával (...): vagyis a stabil Európáról történt leválással (amely folyamatot Bleahu az ív mögötti medencék kialakulásával hasonlította össze).”

Galác (1984) rövid összefoglalást adott a magyarországi jura képződményekről. Ebben - korábbi szerzőkkel összhangban - megemlítette, hogy a mecseki foltos márga rétegtani terjedelme a bajóci *Strenoceras niortense* Zónáig terjed. Véleménye szerint alsó-jura rétegsor egy sekély, gyorsan süllyedő medencében rakódott le és a képződmény jelenléte az Alföld aljzatában is bizonyított. Az ősföldrajzi háttér taglalásában kiemelte, hogy a Mecsek és a Villányi hegység jurája a Tethys északi részének egy izolált részét reprezentálja. Horváth és társai (1977), valamint Márton (1981) eredményeire utalva geofizikai adatokat is közölt, miszerint a mecsek-villányi terület paleomágneses adatai európai affinitást mutatnak, és a jelenleg észlelhető észak-déli inverzió független lemezdarabok horizontális elmozdulásainak és rotációjának eredményeként jött létre, melyek a Tethys bezáródásához kapcsolódnak.

A fentebb említett nagy lélegzetű összefoglaló munkákkal párhuzamosan az ELTE geológus hallgatóinak mecseki terepgyakorlatain több értékes eredmény is született. Pataky és társai (1982) az ófalui jura előfordulásról számoltak be. Az ősmaradványokkal igazoltan aaleni korú képződményeket itt krinoideás, kovás mészkőpadokkal váltakozó márga képviseli. A korábbiaknál sokkal részletesebb mikrofácies vizsgálatokat végeztek, és kimutatták az itt található krinoideás mészkő allodapikus eredetét. Új leletként egy brachiopoda fajt említettek (*Tegulithyris cf. rossi*), ami az aaleni kort jelzi. Nehézásvány vizsgálataik turmalint, rutilt és staurolitot mutattak ki az allodapikus mészkőből, míg a márgában a staurolit jelenlétét nem igazolták, viszont cirkonét és szillimanitét igen. Az agyagásvány frakcióban - DTA vizsgálattal - bizonytalan összetételű szmektitest kevert szerkezetek jelenlétét valószínűsítették.

Velledits és társai (1986) az Óbányai-völgy klasszikus jura-alsó-kréta rétegsorával foglalkoztak. A Komlói Mészmárga Formáció vonatkozásában megemlékeztek, hogy az

aaleni és bajóci képződmények rendkívül hasonlóak, közöttük az átmenet fokozatos. Hangsúlyozták a jól rétegzett, masszív és a levelesen széteső rétegek ritmikus karakterét. Az ősmaradványtartalmat illetően az aaleniben kagyló és növénylenyomatokat valamint két ammoniteszt (*Ludwigia* sp. és *Phylloceras* sp.) említettek. A bajóci rétegekben több alakot találtak: szenesedett növényi maradványokat, *Stephanoceras* sp.-t, *Abadofoloceras* sp.-t, *Leptoshinctes* sp.-t, *Mirifusus* sp.-t, *Praeconocaryomma* sp.-t, *Lingula* sp.-t, *Belemnites*, *Plicatula* sp.-t. Külön érdekesség az Oravecz J. által meghatározott ősmaradvány, egy *Erymastacus* sp., ami az első Magyarországon talált jura korú ráklelet. A litológiai jellemzésben megemlézték, hogy a rétegsor karbonáttartalma felefelé emelkedik, a leveles, agyagban gazdagabb rétegek keményebbek lesznek, a masszív padok foltjai pedig a bajóci szakaszon sokkal sötétebbek, mint a rétegtanilag idősebb szintekben. Mikrofácies vizsgálataik szerint a Komlói Mészmárga Formációt wackestone és packstone szövetű biomikrit építi fel. Jellemző allokémei kalcitosodott szivacsstűk, echinodermata fragmentumok, Bositrák, foraminiferák, calcisphaerák, radiolariák. A bioturbáció mindvégig jelentős. A terrigén elegyrészek közül (a korábbi szerzőkkel összhangban) a kvarc és a muszkovit jelenlétét emelték ki. Nehézásvány adatokat is közöltek: a bajóci szakaszban magnetit, titanit, apatit, barna amfibol, gránát, az aaleniben magnetit, pirit, piroxén, titanit, gránát, turmalin és apatit a jellemzők. Fáciesértelmezésük szerint a formáció relatíve partközeli, nem nagy mélységű pelágikus üledékgyűjtőben rakódott le.

Főzy és társai (1985), valamint Török és társai (1987) a Hidasi-völgy és a Takanyó közötti terület térképezésének eredményeit közölték. Kiemelték, hogy a Komlói Mészmárga Formáció itteni szelvényében a masszív mészmárga betelepülések vastagsága felfelé növekszik, számuk viszont csökken. Színük világosabb lesz, és a formáció legfiatalabb rétegeiben ritkán tűzkőgumók is találhatóak. Vékonycsiszolatban agyagos, mudstone és wackestone szövetű biomikrit a domináns szövet, radiolariákkal, Bositrákkal, szivacsstűkkel. Nehézásványai limonit, kevés gránát, muszkovit, pirit, magnetit, piroxén; agyagásványai illit és montmorillonit.

Schlemmer (1984) diplomamunkájában a Máriakéménd-3 és a Somberek-1 sz. mélyfúrás jura rétegsorát tanulmányozta. Kiemelte, hogy a platófáciesű Pusztakisfalui Mészkő és a medencefáciesű Komlói Mészmárga Formáció heteropikus fáciesek, egyazon üledékgyűjtő különböző részein képződtek, összefogazódásuk a Máriakéménd-Báta vonulaton igazolható. Hangsúlyozta, hogy a Somberek-1 sz. fúrásban a Pusztakisfalui

Mészkö egyértelműen allodapikus jellegű, a rétegsorban felfelé haladva rétegei egyre vékonyabb, egyre disztálisabb mészturbiditekként értelmezhetőek.

Kázmér és Kovács (1989) a Tethys óceáni ágainak evolúciójára alapozva a Kárpát-Pannon régióinak és környezetének dinamikus ösföldrajzi modelljét adták. Kiemelték, hogy a valaisi óceáni ág (mint a Penninikum része) nem volt folyamatos óceán, hanem kisebb extenziós medencék láncolataként értelmezhető. Felfogásuk szerint ezen medencéknek részben óceáni, részben kivékonyodott kontinentális kerge volt. Utóbbi típusba tartozna a Mecsek is a Magura-Pieniny, a Fekete flis és a Csalhó medencével együtt. Ezek a medencék transform vetőkkel kapcsolódtak össze, és így formáltak egy - a Vardar óceántól és peremtengereitől független - óceáni/paraóceáni övezetet, a s. l. Pennini óceánt.

Fülöp (1989) összefoglaló munkájában először definiálta a „Tiszai nagyszerkezeti egység” fogalmát. A mecseki jura rétegsort a „Mecseki öv”-höz tartozóan, a Tiszai egység részeként kezelte. Érdeemes kiemelni, hogy a foltos márga kapcsán ő is hangsúlyozta annak ritmikus felépítését.

Haas és társai (1990) a Tiszai Egységet - a már korábban említett szerzőkkel összhangban, részben azok eredményeit is felhasználva - a Tethys európai selfjéhez tartozónak tartották a felső-jura-alsó-krétaig. Ami a pelogeográfiai rekonstrukciót illeti, szerintük a középső-triászban elkezdődött riftesedés tenziós tektonikát, blokkok kialakulását eredményezte a Tethys selfterületein; de míg a déli selfen egy extrém széles karbonátos platform alakult ki a medencék karni során történt feltöltődése miatt, addig a Tiszai Egységben a gyorsan süllyedő medencét felső-triász delta és fluviális fáciesek töltötték ki, és a sziliciklasztos üledékképződés maradt a domináns. A jura elején folytatódó, sőt intenzívebbé váló spreading - az Atlantikum felnyílásához kapcsolódva - eltérő sebességű süllyedést, blokktektonikát és medencék kialakulását eredményezte. Feltételezték, hogy a foltos márga is ilyen medencében halmozódott fel. A riftesedés előrehaladása - valószínűleg euszatikus tengerszintemelkedéssel kombinálva - a terrigén utánpótlás csökkenését, mind tisztább pelágikus karbonátok lerakódását eredményezte, ami a foltos márga szedimentáció megszűnésével járt. A jelentős alsó-kréta rift vulkanizmus jelezheti a Tiszai Egység szeparálódását az európai peremről. Ez a folyamat szakadt meg a középső-kréta során, amikor kompressziós erőterbe kerülve takaróképződés, redők kialakulása jellemző az egész egység területén.

Haas (1994) a Komlói Mészmárga Formációt - kiemelve a rétegsor "egyveretű"-ségét - a pelágikus faunaelemek dominanciája alapján nyílt, mélyebb medencefáciesként értelmezte, amelybe távoli forrásterületről nagy mennyiségű finom terrigén anyag került be.

Hetényi (1996) szerint a Komlói Mészmárga Formáció fölfelé növekvő vízmélységet jelző, nyíltvízi bathiális képződmény, felfelé csökkenő mennyiségű törmelék tartalommal, finomodó szemcsemérettel.

Az eddigi kutatások eredményeinek összegzéseként megállapítható, hogy a Komlói Mészmárga Formáció ritmikus kifejlődésű kevert karbonátos-sziliciklasztos képződmény, melynek rétegtani terjedelme jól ismert. Nincsenek adataink a formáció jelleget adó tulajdonságának, a ritmicitásnak kialakító mechanizmusairól, nem történt részletes geokémiai és nagy felbontású mikrofácies elemzés. A leíró jellegű információkon kívül nincs adatunk az agyagásvány-spektrum időbeli alakulásáról, ezzel összefüggésben nem történt próbálkozás a diagenezis körülményeinek pontosítására. Részletes mikropaleontológiai vizsgálatok híján nem ismert a képződmény keletkezése idején az üledékképződés sebessége.

3. Problémafelvetés, a dolgozat célkitűzései

A ciklikus és ritmikus szekvenciák kialakulását tárgyaló összefoglaló munkák szerint (Stow és Piper, 1984; Fischer és Schwarzacher, 1984; Einsele és társai, 1991) az ilyen típusú rétegsorok lehetnek:

(1) elsődlegesek, azaz a litológiák váltakozásának okai szingenetikusak, vagy

(2) másodlagosak, amikor a közettípusok ritmikus váltakozásának kialakulásáért nem szingenetikus, az üledékképződéssel egyidejű folyamat, hanem a diagenezis a felelős. Ilyenkor az üledékben meglévő eredeti (sztochasztikus eloszlású) karbonáttartalom-különbségeket a diagenetikus oldódás-újra kristályosodás kihangsúlyozza, létrehozva a kupletekből álló rétegsort.

Az elsődleges ritmusok (vagy ciklusok) lehetnek autociklikusak, vagy allociklikusak. Utóbbiak közül a (1) produktivitási, a (2) felhígítási, a (3) visszaoldódási, a (4) redox ciklusok (és kombinációik) a legfontosabbak.

A produktivitási ritmus (ciklus) esetében az eufotikus övben élő mészvázú plankton, vagyis a pelágikus karbonát mennyisége váltakozik. A felhígítási ritmus (ciklus) esetében a karbonátos üledékes környezetbe kerülő terrigén anyag mennyisége fluktuál. A

terrigén anyag eredete lehet glaciális, fluviális, vagy eolikus is. Ez a terrigén anyagbeáramlás különösen jelentős epikontinentális és külső self medencékben, amely medencetípusba (a kurrens elképzelések szerint) a mecseki üledékgyűjtő is tartozhatott a foltos márga szedimentációja során. A visszaoldódási ciklus azokban a medencékben jelentős, amelyekben az medence aljzata a karbonát kompenzációs szintje (CCD) alatt, vagy közelében helyezkedett el, így a karbonát visszaoldódására lehetőség nyílt. A CCD szintjének periodikus váltakozása megváltoztatja a visszaoldódás mértékét, ritmusok (esetleg ciklusok) kialakulásához vezet. A redox ciklusok kialakulása a medencében uralkodó áramlási rendszer periodikus változásaihoz kötött. A felszíni vízréteg sótartalmának, és/vagy hőmérsékletének változásai kihatnak a vertikális áramlások intenzitására. A kevésbé intenzív cirkuláció diszoxikus, sőt anoxikus aljzatviszonyokat hozhat létre, alapvetően megváltoztatva a bentosz élővilág összetételét, diverzitását, a redox-érzékeny nyomelemek viselkedését.

Természetesen, az előzőekben röviden összefoglalt fő típusok kombinálódhatnak egymással. Kialakulásuk végső soron klimatikus változásokhoz, illetve eusztatikus tengerszintingadozásokhoz köthető, melyek legtöbbször nem közvetlenül, hanem közvetve változtatják meg a szedimentáció körülményeit.

A ritmikus (ciklikus) rétegsorokat kialakító folyamatokra az alábbi vizsgálatok segítségével deríthetünk fényt:

- (1) makroszkópos vizsgálatok (üledékes szerkezetek, fauna, nyomfossziliák),
- (2) mikrofaciális vizsgálatok (szerkezet, szövet, fauna diverzitása, átkristályosodás nyomai),
- (3) stabil izotóp geokémia (bioproduktivitás-, paleohőmérséklet-, és paleosalinitás-függő izotópok; az izotópeloszlás homogenitása),
- (4) fő- és nyomelem geokémia (redox-érzékeny és bioszelektív elemek dúsulási viszonyai),
- (5) agyagásványok vizsgálata (klímaindikátor agyagásványok jelenléte és mennyiségi változásai, a diagenezis hőmérsékleti viszonyainak közelítése).

A Komlói Mészmárga Formáció esetében a ritmicitás okainak feltárására irányuló kutatás még nem történt. Nem tudjuk, hogy a fentebb vázolt folyamatok közül melyik lehetett a meghatározó a formáció kialakulása idején.

Terepbejárásaim során Püspökszentlászló község közelében kijelöltem egy olyan rétegsort, mely - a később részletezendő makroszkópos és mikroszkópos megfigyelések

alapján - lényeges hézagot nem tartalmaz, tulajdonképpen folyamatosnak tekinthető, kőzetei a medence normál üledékképződését reprezentálják (1., 2. ábra). A szelvény két szakaszból áll; rétegtanilag mélyebb szintje a "Püspökszentlászló II.", rétegtanilag magasabb része a "Kecskegyűr, útbevágás" nevet viseli. A kettő tulajdonképpen folyamatos rétegsort alkot, kettéosztásukat fizikai különállásuk indokolja, mivel egy kb. 10 méter valódi vastagságnak megfelelő szakasz a terepviszonyok (műút burkolata, növényzettel és talajjal borítottság) miatt megmintázhatatlan és megvizsgálhatatlan volt. (Az eredményeket bemutató ábrák némelyike két részből áll. Az "a" jelű a Püspökszentlászló II., a "b" jelű a Kecskegyűr, útbevágás szelvényére vonatkozik.) A kitűnő feltártsági viszonyok, tektonizátlanságuk is azt sugallták, hogy számos más szelvénnel ellentétben alkalmasak lehetnek a részletes feldolgozásra. Célul tűztem ki a formáció ritmikus rétegződését kialakító folyamatok modellezését. Mindez magában foglalja:

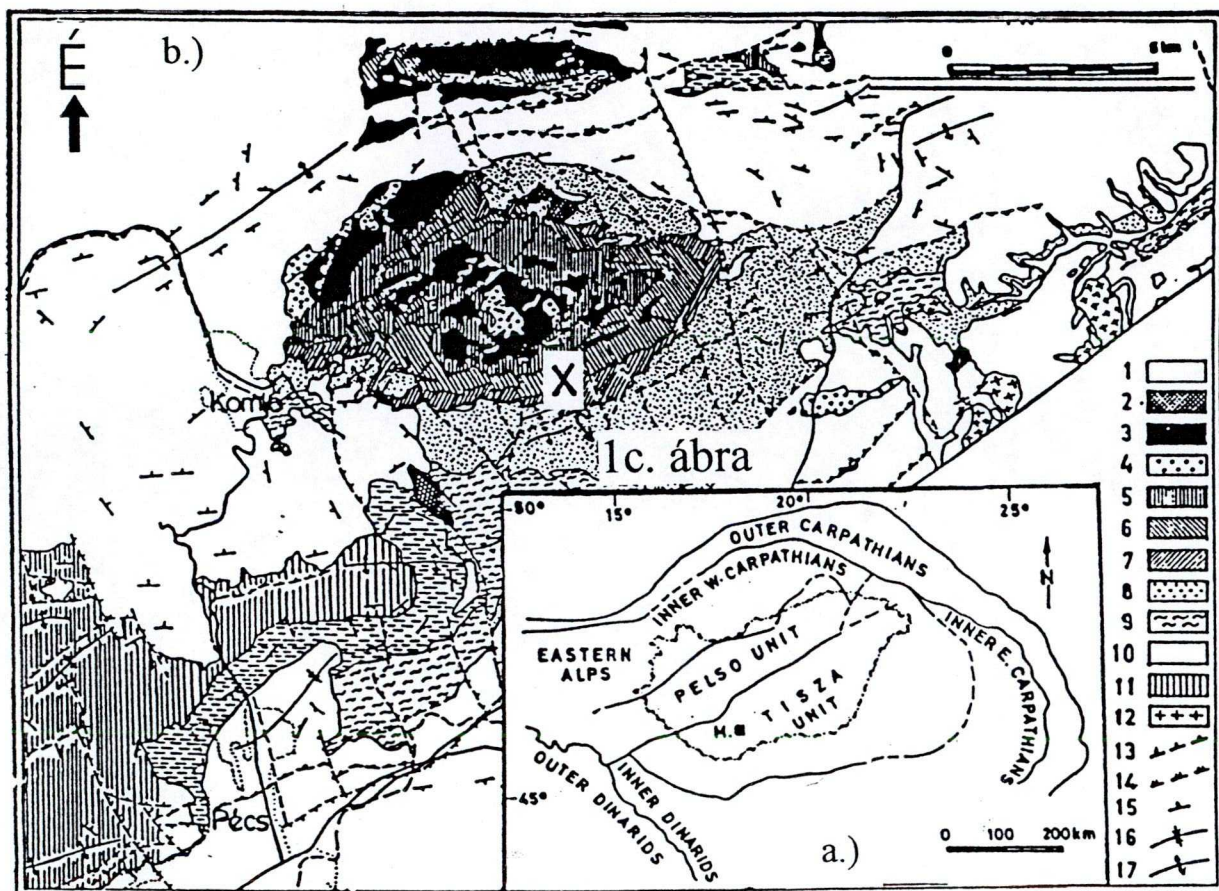
(1) A korábbiaknál részletesebb, nagy felbontású mikrofácies vizsgálattal a fáciesmodell pontosítását,

(2) Az agyagásvány-spektrum értelmezésével a szedimentáció során uralkodó klimatikus viszonyokról és a diagenézis körülményeiről pontosabb modell felállítását,

(3) Szén és oxigén stabil izotópos mérések értelmezésével a formáció ritmicitásának kialakulásában a diagenézis szerepének pontosítását, valamint az üledékképződés során uralkodó produktivitási, illetve paleohőmérsékleti-paleosalinitási viszonyok modellezését,

(4) Geokémiai - mindenekelőtt nyomelem-geokémiai - vizsgálatokkal az üledékképződés és a korai diagenézis során uralkodó produktivitási és redox viszonyok modellezését,

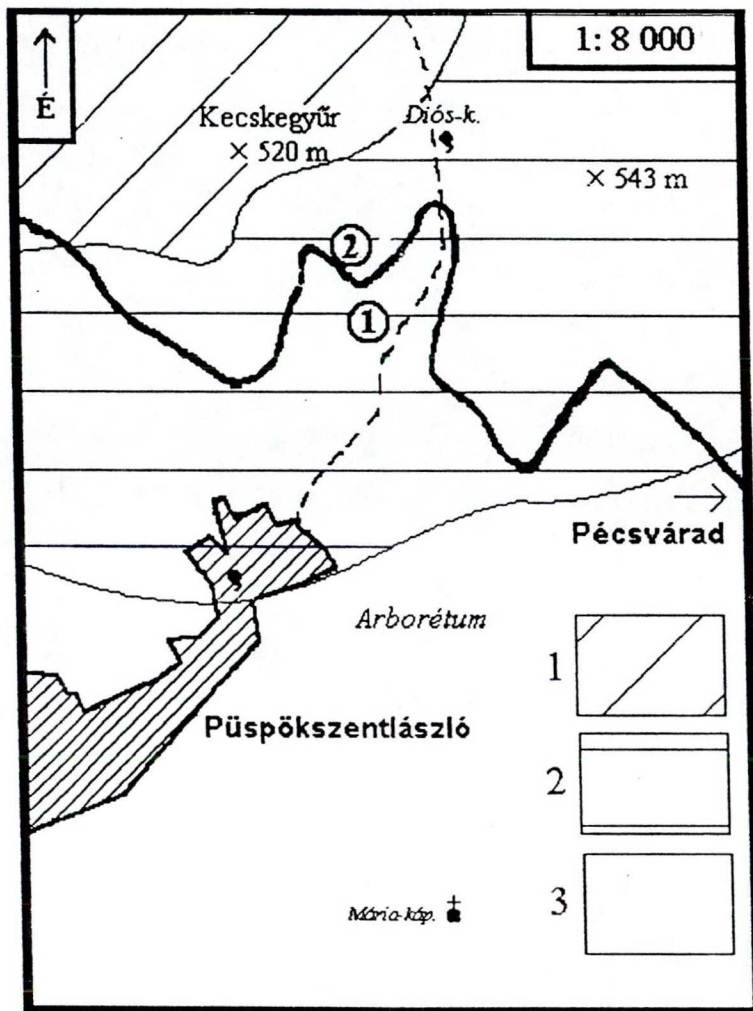
(5) Az eredmények szintetizálásával a szedimentációt meghatározó folyamatok és a diagenézis hatásainak modellezését, a ritmicitás lehetséges okainak feltárását a formáció vizsgált szakaszán.



1a. ábra: A Keleti-Mecsek (M) tektonikai helyzete az Alp-Kárpáti rendszerben. Fülöp (1989) alapján egyszerűsítve.

1b. ábra: A Keleti-Mecsek vázlatos földtani térképe Forgó és társai (1966) alapján egyszerűsítve.

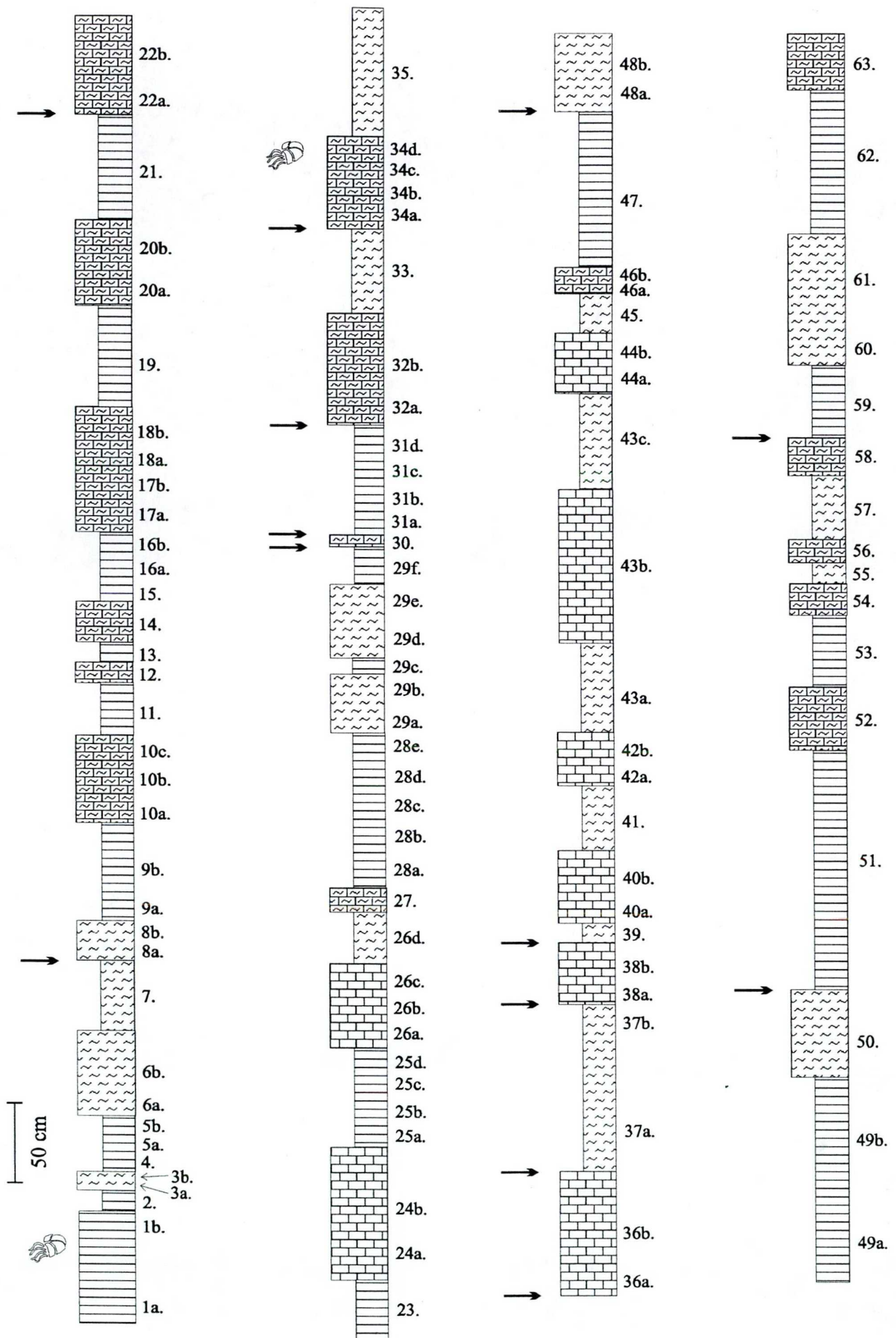
1. Neogén, 2. Alsó-kréta fonolit, 3. Alsó-kréta vulkanitok, 4. Alsó-kréta üledékes kőzetek, 5. Felső-jura, 6. Középső-jura, 7. Toarci, 8. Pliensbachi, 9. Felső-sinemuri, 10. Hettangi-alsó-sinemuri, 11. Triász, 12. Prekambriumi(?) - paleozóos képződmények, 13. Normál vetők, 14. Reverz vetők, 15. Rétegek dőlése és csapása, 16. Szinklinális, 17. Antiklinális.



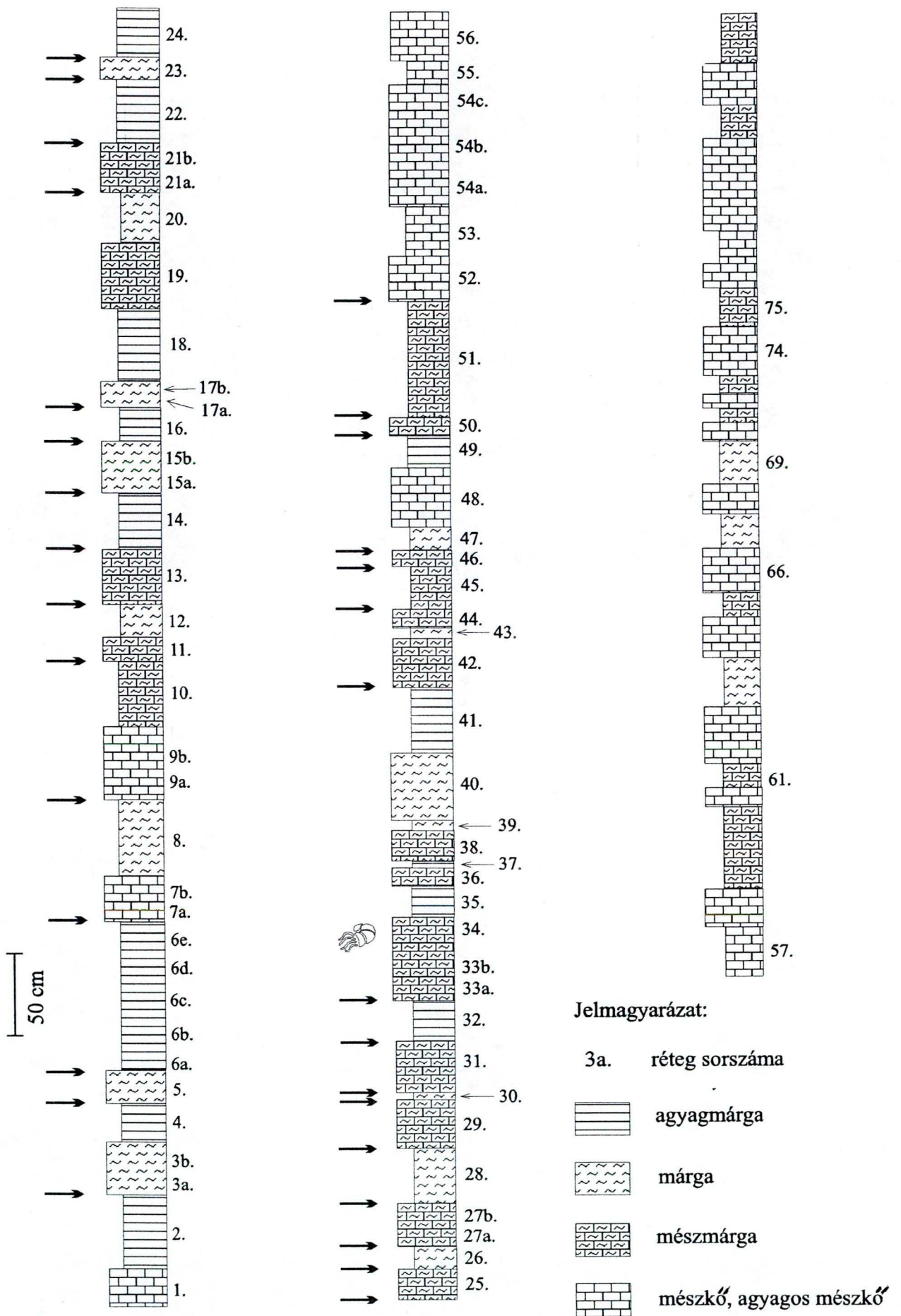
- ①. Püspökszentlászló II.
- ②. Kecskegyűr, útbevágás

- 1. Bath-kallovi
- 2. F-toarci-bajóci
- 3. Pliensbachi-f-toarci

1c. ábra: A feltárások vázlatos helyszínrajza Földi és társai (1977) térképének felhasználásával.



2a.ábra:
a Püspökszentlászló II. szelvény rétegoszlopa
Jelmagyarázat a 2b. ábrán



Jelmagyarázat:

- 3a. réteg sorszama
- agyagmárga
- márga
- mészmárga
- mészkő, agyagos mészkő
- éles réteghatár
- ősmaradvány

2b. ábra:
a Kecsegyűr, útbevágás rétegoszlopa

4. Makroszkópos megfigyelések

Egy ritmikus szekvencia vizsgálatánál elsődleges feladat a kőzetek makroszkópos bélyegeinek leírása. Esetünkben a mintavétel és a terepi leírás is rétegről-rétegre haladva történt. Megmértem valamennyi réteg vastagságát, áttekintő terepi petrográfiai leírást adtam a kőzetekről, különös tekintettel az elsődleges üledékes bélyegekre és a makrofaunára. A kézipéldányok behatóbb makroszkópos vizsgálatát orientált mintákon, a rétegzésre merőlegesen készített metszetek felületein végeztem el. Mivel számos karbonát-szegény réteg anyaga nagyon könnyen szétesik, ezért ezek esetében polírozott felület kialakítására technikai okokból nem kerülhetett sor. A következőkben röviden vázolom a makroszkópos vizsgálatok eredményeit.

4.1 A kőzetek makroszkópos leírása

A rétegsor települési viszonyairól az 1. ábra tájékoztat, fontosabb makroszkópos jellemzőiről és vastagságviszonyairól a 2. ábra ad felvilágosítást.

A Püspökszentlászló II. szelvény 32,45 méter valódi vastagságú; a Diós-kúton át Kisújbanyára vivő (sárga turistajelzéssel ellátott) földúttól nyugatra fekszik (1. kép. Valamennyi kép a dolgozat végén lévő Függelékben található). A Kecsegyűr, útbevágás szelvénye 21,42 méter valódi vastagságú; a Pécsvárad-Zobápuszta erdészeti műút 7. kilométerkövénél, a délre néző útkanyarban kezdődik és ÉNy-i irányban tart tovább (2. kép). A rétegsor dőlése $336/42^\circ$ és $338/50^\circ$ között változik, lényegében monoklinálisnak fogható fel.

A szelvényt alkotó kőzetek egyik legszembeütőbb jellemzője a ritmicitás. Kétféle litológia váltakozik: egy karbonátban gazdagabb kőzettípust mindig karbonátban szegényebb követ. Ez a kétféle litológia szerveződik rétegpárokká (3., 4. kép). (A továbbiakban a "karbonátban gazdag réteg", vagy "félrétegpár" elnevezést is ilyen értelemben alkalmazom, azaz a fogalom használatakor nem a rétegből vett minta CaCO_3 -tartalma, hanem a szomszédos rétegekhez viszonyított relatív CaCO_3 -tartalom és a terepen megfigyelhető rétegpár karakter szempontjából teszek megkülönböztetést.)

Szabad szemmel is látható a kőzetek finom szemcsemérete, ez független a relatív karbonáttartalomtól. Kavics, darakavics, kőzettörmelék nem látható szabad szemmel még polírozott felületen sem. A karbonátban gazdag rétegek kagylós törésűek (5. kép), az agyagosabb félrétegpárok gyakran szétesők, sokkal kevésbé kompakta, egyenetlen

törésűek (6. kép). Nem ritkán viszonylag nagy mennyiségben tartalmaznak homok illetve kőzetliszt szemcseméretű szericit, muszkovit szemcséket.

Jellemző a szürke, szürkészöld szín. A mállott felületeken ez rendszerint kissé sárgás árnyalatot kap. Helyenként limonitra utaló rozsdabarna foltokkal találkozunk, sőt egyes kézipéldányok vágott felületein pirít utáni limonit, hematit pszeudomorfózák láthatók. A foltosság minden rétegre jellemző, kivéve azokat az agyagos félrétegpárokat, melyek annyira szétesőek, hogy vágott felületeiken sem látszott semmilyen belső struktúra. Fontos, hogy a foltok mindig sötétebb tónusúak, mint a „beágyazó” réteg domináns színe. A bioturbáció igen átható, nincs a rétegek felső, vagy alsó részére korlátozódó foltosság.

A lamináció teljesen hiányzik. Ez igaz azokra a mintákra is, melyekben az említett pirít utáni pszeudomorfózákat találtam.

Hiányoznak az áramló közegből történt kiülepedésre utaló üledékes szerkezetek is. Így nincs gradáció (sem normál, sem inverz), nincs gradált lamináció, nincsenek kőzetliszt lencsék, hiányoznak a keresztarétegek, illetve keresztlaminák. Nem találtam talpjegyeket és fedőlapi mechanoglifákat, konvolúciós szerkezeteket sem. Hiányoznak a masszív, teljesen szerkezet nélküli finoszemcsés szakaszok.

A makrofauna szegényes. A Püspökszentlászló II. szelvény 1a. rétegében egy Ammonites lenyomatát találtam, amely Dr. Galács András meghatározása szerint egy *Kumatostephanus sp.*, s a bajóci emelet mélyebb részére jellemző korjelző alak. (A példány az ELTE Őslénytani Tanszékének gyűjteményében tekinthető meg.) A további két talált Ammonites példány rossz megtartású, nem határozható. Néhány bizonytalan eredetű bioklaszt törmelék mellett, a legtöbb réteg törési felületén általában tizedmilliméteres (maximum két milliméteres) átmérőjű kalcit pátkristályok csillannak be, melyek legnagyobb valószínűség szerint echinodermata vázelemek. Ezek gyakorisága nem jelentős, rendszerint 5-10 szemcse látható egy réteg törési felületén egyenetlen eloszlásban.

A rétegek közötti átmenet fokozatos (7., 8. kép), noha éles határ is előfordul (9., 10. kép), esetenként mind a fedő, mind a fekvő réteg irányában (a 2. ábrán csak az éles réteghatárokat jelöltem; a jelöletlen réteghatárok fokozatosak). A rétegek egyenetlen, hullámos rétegfelszínűek, lencsés kiékelődés, vagy kifejezett gumósság nem észlelhető (11. kép). Sztilolitok szabad szemmel, vagy kézi nagyítóval nem láthatók.

A megfigyelt tulajdonságok pelágitra (vagy hemipelágitra) jellemezőek (Stow és Piper, 1984; Pickering és társai, 1986), úm.:

- (1) átható bioturbáció,
- (2) változó rétegvastagság,
- (3) bizonyosan eróziós eredetű réteghatárok hiánya,
- (4) elsődleges üledékes szerkezetek hiánya,
- (5) 1-15 % homok szemcseméretű (rendszerint biogén) alkotó.

A rétegsort alkotó kőzetek finomszemcsés karaktere, valamint a nem ritkán előforduló éles réteghatár azonban óvatosságra int annak vonatkozásában, hogy egyes bélyegek (pl. a gradáció) hiánya alapján teljesen elveszük egyes rétegek turbidit, vagy konturit eredetét, hiszen ezeknek a finom szemcsés üledékeknek (különösen a karbonáttartalmúaknak) az esetében az áramló közeg jelenlétére utaló üledékes jelek nagyon gyakran csak vékonycsiszolatban észlelhetők (Stow és Piper, 1984). Az éles réteghatárok átható bioturbációval kombinálva pedig karakterisztikusak a finom szemcsés konturitokra (Stow és Piper, 1984). Az átülepített, self-eredetű anyag részarányának megállapítása, valamint az elmosódott, rosszul kifejlődött üledékes bélyegek pusztán makroszkóposan nem figyelhetők meg, hanem mikrofácies vizsgálatokkal mutathatók ki.

4.2 Nyomfosszília vizsgálatok

A ritmikus rétegződéssel jellemezhető pelágikus/hemipelágikus rétegsorok ritmicitását kialakító tényezők egyike az üledékgyűjtő redox állapotában beálló fluktuáció. Ez természetesen szoros kapcsolatban van (lehet) más tényezőkkel, legfőképpen az adott üledékgyűjtő medence cirkulációs viszonyainak alakulásával (Arthur és Dean, 1991; Ricken, 1991). A medencében (mindenekelőtt annak aljzatán) uralkodó redox viszonyok változásaira érzékenyen reagál az inbentosz, melynek következményeként változások áll(hat)nak be az ichnofosszília együttesben (Savrda és társai, 1984; Savrda és Bottjer, 1986, 1989). A közelmúltban ebben a vonatkozásban megjelent néhány fontos, új szempontokat bemutató publikáció (Savrda és társai, 1991; Savrda és Bottjer, 1994; Erba és Premoli Silva, 1994). Munkám során az általuk felvetett alapelvek és módszerek szerint jártam el a probléma kezelésekor; az egyes ichnofosszília együtteseket a náluk található értelmezésben definiáltam és határoztam meg. Természetesen a részletes ichnofácies vizsgálathoz speciális képzettség szükséges. Megfigyeléseim, következtetésem tájékoztató jellegűek.

Nevezett szerzők szerint a medence aljzatának oxigénellátottsága nyomozható a rétegsorban megfigyelhető ichnológiai trend alapján. Az értékelés az ichnofosszília-társaság diverzitásának, a jól definiálható nyomok átmérőjének és vertikális kiterjedésének mérésén, illetve összehasonlításán alapul. Mivel a Komlói Mészmárga Formáció kőzetei a foltos márga fáciesbe tartoznak és a kőzetek egyik legszembetűnőbb tulajdonsága a bioturbáció, így - bár a dolgozat nem őslénytani célzatú - feltétlenül szükséges a makroszkópos megfigyelések keretén belül a minták nyomfosszília tartalmának vizsgálata.

A nyomfosszília társaság eloszlásának és jellemzőinek mérése a rétegzésre merőleges vágási felületeken történt, valamennyi begyűjtött réteg anyagára kiterjedően. Az ichnofossziliák azonosítása Savrda és társai (1991), Savrda és Bottjer (1994), Erba és Premoli Silva (1994) alapján történt. A nyomfossziliák meghatározása mellett mértem a furatok maximális átmérőjét, a penetráció mélységét. A bioturbáció sűrűségét (a diszkrét, azonosítható furatok relatív mennyisége) Erba és Premoli Silva (1994) alapján becsültem.

A megfigyelések eredményeit az I. táblázatban foglaltam össze (ld. Függelék); a legkarakteresebb összefüggéseket a 3. és a 4. ábra segítségével mutatom be. (A táblázatokban és ábrákon a "P", illetve "PS2" előtag a Püspökszentlászló II., a "K", illetve "KG" előtag a Kecsegyűr, útbevágás szelvényéből származó mintákat jelöli. A sorszámok azonosak a 2. ábra rétegszlopjának megfelelő mintaszámaival.)

Három ichnofosszília "nemzetség" azonosítható: a *Chondrites*, a *Zoophycos/Teichichmus* és a *Thalassinoides* az uralkodó formák.

Chondrites minden mintában jelen van, rendszerint más alakokkal együtt szerepel. Előfordulnak azonban olyan, karbonátban szegény félrétegpárok, amelyekben kizárólag ez az alak ismerhető fel. Bromley és Ekdale (1984) valamint Savrda és Bottjer (1986) szerint ez az alak általános diszoxikus körülmények között keletkezett üledékekben, sőt az egyetlen típus, amely az anoxia fellépte előtt közvetlenül még megfigyelhető.

A *Zoophycos* és a *Teichichmus* rendkívül hasonlóak, feltehetően ugyanannak az organizmusnak az életnyomai (Savrda és Bottjer, 1989). A *Zoophycos* különösen gyakori. Jellemző, hogy a karbonátban gazdag rétegekben vastagabb és mélyebbre hatol, mint a karbonátban szegényebb rétegekben. Minden esetben a *Chondrites*-szel együtt fordul elő.

A *Thalassinoides* szinte kizárólag a karbonátban gazdagabb félrétegpárokban fordul elő, ott azonban általános elterjedésű. A másik két asszociáció tagjai mindig előfordulnak mellette. Néhány mintában a *Planolites* is előfordul, de mivel elkülönítése igen bizonytalan, ezért nem tekintettem a másik három, karakterisztikus ichnofosszília

együttesel azonos rangúnak. A *Thalassinoides*-hez hasonlóan mindig *Zoophycos* és *Chondrites* társaságában fordul elő.

A penetrációs mélység becslését természetesen nagy óvatossággal kell kezelnünk, hiszen az üledék eltérő karbonáttartalma eltérő mértékű kompakciót, ezáltal a furatok eltérő deformációját eredményezi (Ricken és Eder, 1991). Néhány karbonátban gazdag réteg esetében megfigyelhető volt, hogy egyetlen rétegen belül a fedő-, illetve fekvőlaphoz közeledve a penetráció mélysége és az ichnofosszília-együttes diverzitása is csökken (12. kép). Ez azt sugallja, hogy a furatok átmérőjének tapasztalt váltakozása csak részben írható az agyagosabb rétegek intenzívebb kompakciójának rovására; nagyon valószínű, hogy a jelenségért az aljzat (és/vagy a pórusvíz) oxigénellátásában bekövetkezett változások is felelősek.

Az ichnológiai trend jellemzői az alábbiak:

(1) A bioturbáció minden mintára jellemző. Néhány minta esetében nem volt felismerhető a nyomfosszília típusa. Ezeket a mintákat nem vettem számításba a kiértékelésnél.

(2) A penetrációs mélység és a fúrások kompakció utáni átmérője párhuzamosan változik; általában és egyes ichnofosszília típusok esetében is karbonátban gazdagabb rétegeknél nagyobb, mint a karbonátban szegény rétegek esetében (13. kép). A lineáris regresszió értéke a *Zoophycos*ok esetében $r: 0,3638$, ami azt jelenti, hogy ($n: 134$ esetén) 99%-os konfidenciaszinten statisztikai szempontból nincs összefüggés a két változó között. A statisztikai függetlenség arra vezethető vissza, hogy a penetrációs mélység 1-35, a furatátmérő 0,5-10 mm között ingadozik, valamint néhány kiugró érték is található (pl. a KG-74 sz. minta esetében 30 mm-es penetrációs mélység 2 mm-es átmérőhöz kapcsolódik, míg a KG-42 sz. mintánál 10 mm-es penetrációs mélységű furat 5 mm-es átmérővel rendelkezik.) Nyilvánvaló azonban a változás párhuzamos tendenciája (4a. és 4b. ábra).

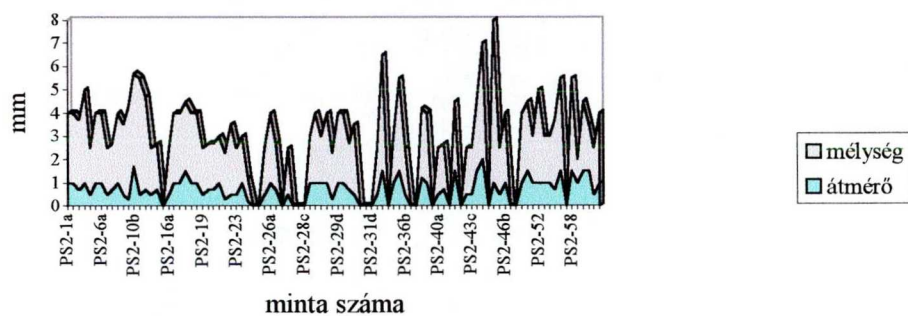
(3) A karbonátban szegényebb félrétegpárok szegényes ichnofosszília társasággal jellemezhetők. A penetrációs mélység és a kompakció utáni fűrési vastagság korlátozott bentosz diverzitásra utal (14. kép).

(4) A bioturbáció változékonysága és sűrűsége párhuzamos trendet mutat. Nagy változékonyság, nagy ichnofosszília sűrűséggel jár. Ezzel szemben azokban a rétegekben, amelyekben csak egy-két alak ismerhető fel, a fűrési sűrűség is kisebb értéket mutat (15. kép).

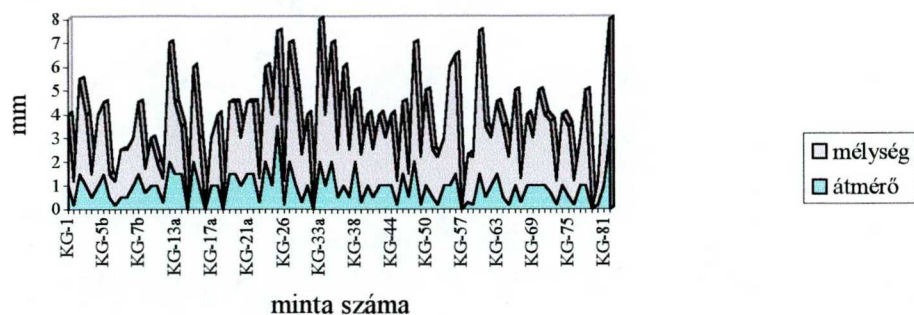
Mindezek alapján arra következtethetünk, hogy a vizsgált szelvény anyagának lerakódása idején az aljzat oxigénellátottsága (bizonyára a cirkuláció intenzitásával párhuzamosan) bizonyos mértékben ingadozott. Az oxigénellátottság csökkenése valószínűleg nem idézett elő valódi anoxiát, amit a lamináció hiánya, a kőzetek általában világos színe, valamint a karbonátban szegény rétegekben is megfigyelhető bioturbáció is jelez.

Az oxigénellátottság mértékének közelítésére további, műszeres vizsgálatokra van szükség: ismernünk kell a kőzetek szervesanyag-tartalmát, meg kell vizsgálni a redox-érzékeny nyomelemek mennyiségi viszonyait a szelvényben.

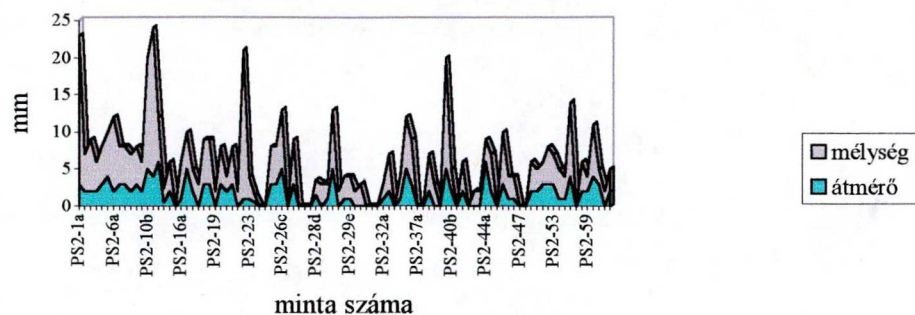
**3a. ábra: A Chondritesek max. átmérője és penetrációs mélysége.
Püspökszentlászló II. szelvény**



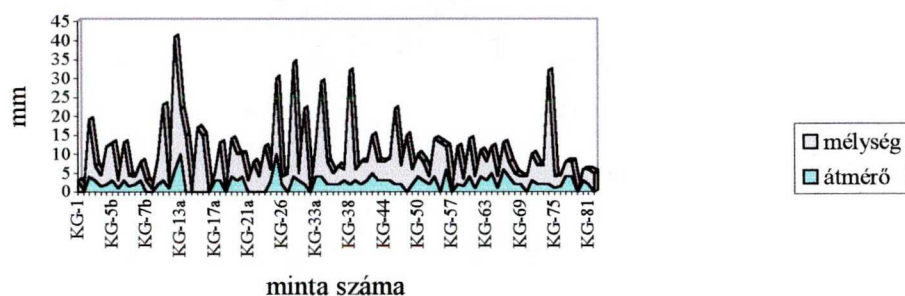
**3b. ábra: A Chondritesek max. átmérője és penetrációs mélysége.
Kecskegyűr, útbevágás**



**4a. ábra: A Zoophycosok átmérője és penetrációs mélysége.
Püspökszentlászló II. szelvény**



**4b. ábra: A Zoophycosok átmérője és penetrációs mélysége.
Kecskegyűr, útbevágás**



A kőzetek makroszkópos képe alapján valószínűtlennek tűnt jelentősebb mennyiségű szervesanyag fennmaradása a kőzetekben. Néhány minta esetében az átlagosnál sötétebb szürke szín, határozottabb leveles elválás (nem lamináció!) mégis azt sugallta, hogy szükséges a TOC-tartalom meghatározása. Erre a JATE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén került sor Rock Eval pirolízissel, a Delsi Instrument cég Oil Show Analyzer készülékével. Ez a készülék a mintában lévő preformált (S1) és a 300-500°C közötti krakkolással képződő szénhidrogéneket, valamint a minta szerves kötésben lévő széntartalmát méri. A mérés menete: 100 mg porított mintát He-atmoszférában 300°C-on tartunk 3 percig, majd 600°C-ig hevítjük 25°C/perc felfűtési sebességgel. A szénhidrogének mennyiségét lángionizációs detektorral mérjük. Ezután a mintát egy másik kemencében levegőáramban 7 percen át hevítjük 600°C-on, miközben a szerves szén szén-

dioxiddá oxidálódik (Hetényi, 1998, szóbeli közlés). A mérési eredmények kiértékelése szerint a minták TOC-tartalma 0,04 és 0,17 ezrelék között ingadozik, a módszerrel elérhető kimutatási határ közelében. Ez az alacsony szervesanyag-tartalom nem indokol további, több mintára kiterjedő szerves geokémiai vizsgálatot.

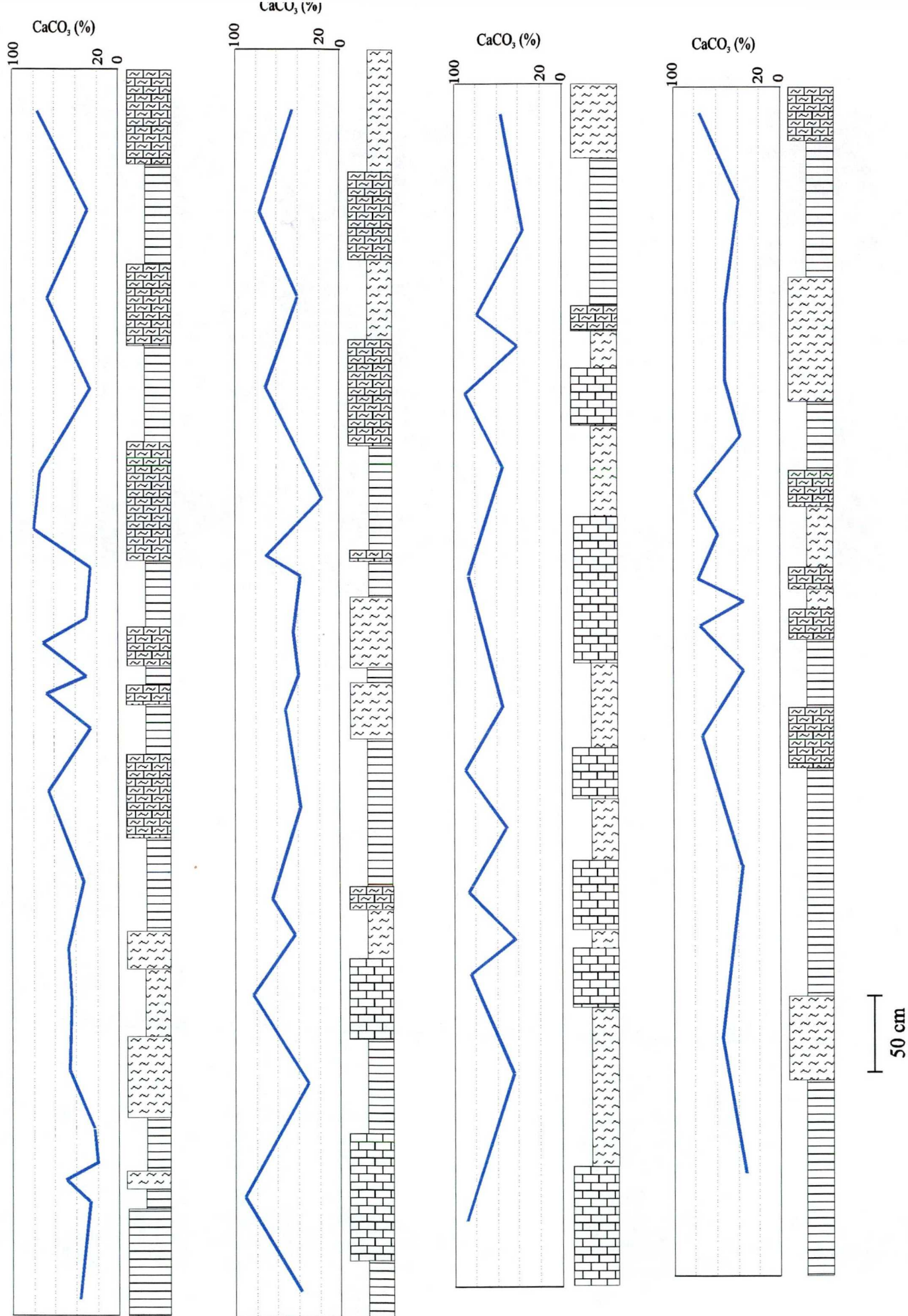
5. CaCO_3 -tartalom mérések

A vizsgált szelvény kőzeteinek jellemzéséhez hozzátartozik a pontos petrográfiai leírás. Ehhez - esetünkben - nélkülözhetetlen a CaCO_3 -tartalom alakulásának vizsgálata, amely nemcsak a petrográfiai kőzetelnevezések megadásához szükséges, hanem ahhoz is, hogy információnk legyen a ritmikusan változó kőzettípusok esetleges magasabb szerveződéséről, vagyis ciklusok jelenlétéről a szelvényben.

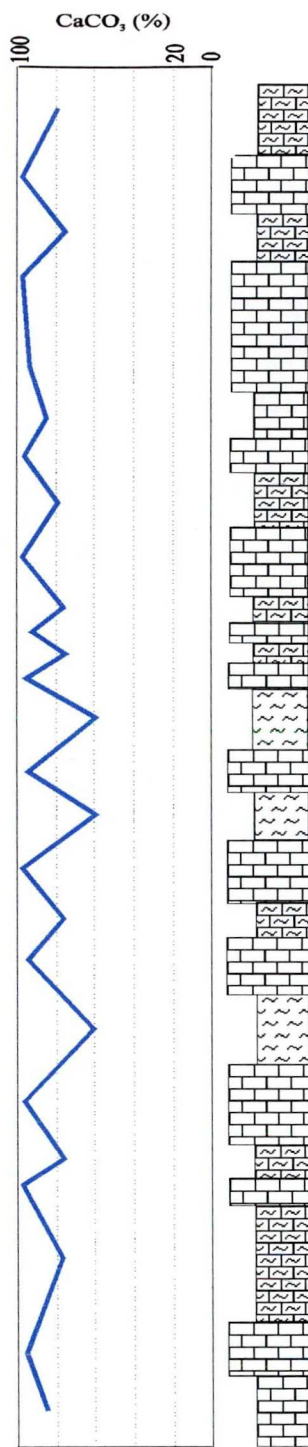
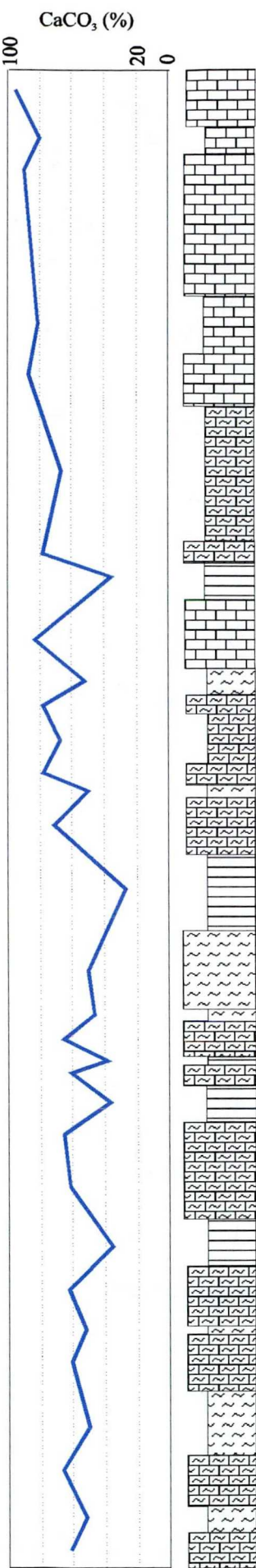
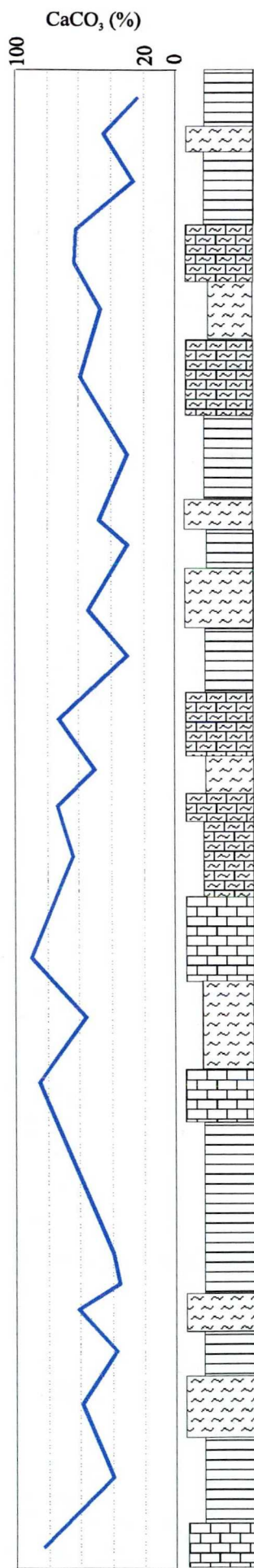
A CaCO_3 -tartalom meghatározása a JATE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén került sor volumetriás meghatározással. A mérési eredményeket az 5a. és az 5b. ábra mutatja be. A szelvényeket bemutató 2a. és 2b. ábra litológiai jelölései (petrográfiai kőzetelnevezései) szintén ezen mérések eredményein alapulnak.

A kőzettípusok elnevezésénél (a kevert karbonátos/agyagos kőzettípusok definíció szerinti határainál) a bevett gyakorlatot vettem alapul. Látható (2. ábra), hogy sok esetben ugyanazon rétegpárba szerveződő rétegek (CaCO_3 -tartalmuk alapján) ugyanabba a kőzettípusba tartoznak. Az is látható, hogy szigorúan értelmezve nem beszélhetünk az irodalomban oly gyakori mészkő/márga ritmusokról, mivel sok esetben agyagmárga, vagy mészmárga alkotja a rétegpárt. Sok esetben pedig CaCO_3 -tartalmuk szerint azonos petrográfiai kőzettípusba (pl. agyagos mészkő) tartozó rétegek szerveződnek rétegpárrá.

Az 5. ábra szerint a rétegről-rétegre változó, ritmikus CaCO_3 -tartalom fluktuáción túl egy kisebb frekvenciájú szinuszos tendencia is megfigyelhető a rétegsorban. A CaCO_3 -tartalom határozott maximumot mutat a Püspökszentlászló II. szelvény második harmadában, valamint a kecskegyűri útbevágás szelvényének végén. Sokkal kevésbé határozottan egy erre felülíródó, nagyobb frekvenciájú változás is megfigyelhető: 3-4 kisebb egység alkotja a szinuszhullámhoz hasonlító mintázatot. Mindez valamilyen ciklicitást jelezhet a CaCO_3 -tartalmat alakító folyamatok időbeli lefutásában.



5a. ábra:
 A minták CaCO₃-tartalma. Püspökszentlászló II. szelvény
 Jelmagyarázat a 2b. ábrán



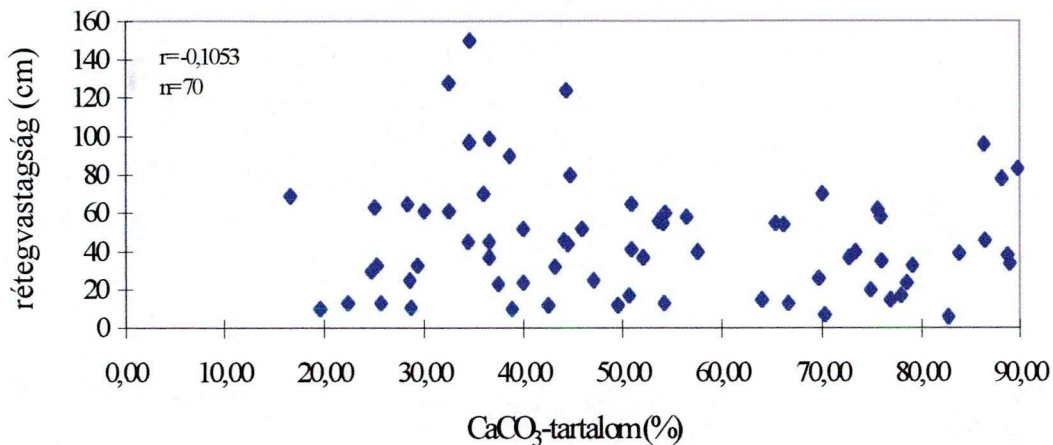
50 cm

5b.ábra:
A minták CaCO₃-tartalma.Kecskegyűr, útbevágás
Jelmagyarázat a 2b.ábrán

A 6a. és 6b. ábra a rétegek CaCO_3 -tartalma, és vastagsága közötti összefüggést mutatja be.

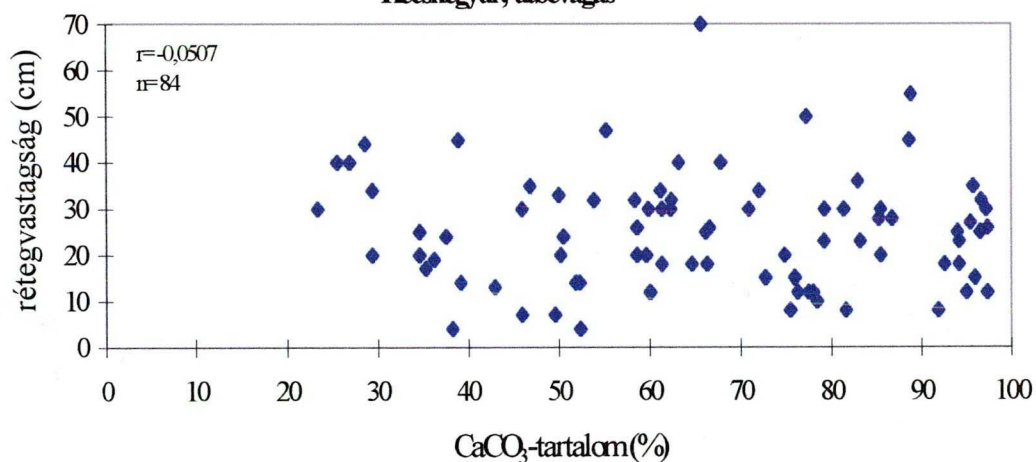
6a. ábra: A rétegek vastagsága a CaCO_3 -tartalom függvényében.

Püspökszentlászló II. szelvény



6b. ábra: A rétegek vastagsága a CaCO_3 -tartalom függvényében.

Kecskegyűr, útbevágás



Látható, hogy nincs direkt összefüggés a két változó között.

A ciklikus mintázat léte valószínűtlenné teszi azt, hogy a rétegpárok kialakításában pusztán, vagy dominánsan diagenetikus karbonátátrendeződést keressünk. Sokkal valószínűbbnek látszik valamilyen elsődleges folyamat, vagy elsődleges folyamatok kombinációja. Sajnos nem ismerjük a rövid tartamú üledékképződési sebességet. Így annak eldöntése, hogy Milankovics-féle ciklikus folyamatról van-e szó, nem lehetséges, hiszen nem tudjuk megbecsülni az egyes (kisebb és nagyobb frekvenciájú) fluktuációk által

reprezentált időt. Ezen okoknál fogva nem alkalmazható Ricken (1991) módszere a ciklicitás kialakításában domináns mechanizmus meghatározásához.

6. Mikrofácies vizsgálatok

Mivel a karbonátos kőzetek pontos genetikai alapú petrográfiai leírása mikrofácies megfigyeléseken alapul, a rétegsor kőzetein mikroszkópos vizsgálatokat is végeztem. Különösen fontos volt ez annak fényében, hogy a makroszkópos megfigyelések sok olyan kérdést vetettek fel a vizsgált rétegsor ritmicitásának eredetét illetően, amely kérdésekre adandó válaszhoz nélkülözhetetlen a mikroszkópi vizsgálat. A főbb problémák az alábbiak:

(1) Amennyiben pusztán diagenetikus eredetű karbonát-átrendeződés áll a ritmicitás kialakulása mögött, akkor ennek határozott jelei kell, hogy legyenek a mikrofácies képben: nagy számú mikrosztitolit és más, visszaoldódást jelző bélyeg a karbonátszegény rétegekben; intenzív átkristályosodás, pátitosodás a karbonátban gazdag rétegekben.

(2) Ha a ritmusok kialakításában szerepet játszottak autociklikus események (pl. kis sűrűségű zagyárok), ennek a mikrofácies képben egyértelmű jelei vannak: a szemcséken belül magas arányban kell szerepeljenek selfről átülepített elemek, akár bioklasztok, akár litoklasztok, vagy nem karbonát anyagú közettöredékek. Speciális üledékes bélyegek is együtt járnak a reszedimentáció ezen típusával: eróziós bázis és/vagy rétegen belüli diszkontinuitási felszín, párhuzamos, diffúz gradált lamináció, keresztrétegzés, vagy keresztlamináció (a laminákon belül jó osztályozottsággal), konvolút kőzetliszt laminák, elmosódó szegélyű, hullámos kőzetliszt lencsék, kis arenit/lutit arány, a megnyúlt, homok és kavics szemcseméretű bioklasztok imbrikációja. Fontos azonban, hogy a karbonátos és különösen a finomszemcsés turbiditek esetében a fentebb felsorolt bélyegek gyakran kevésbé élesen kifejlődtek, ezért nehezebben azonosíthatóak, mint a sziliciklasztos turbiditekben (Meischner, 1964; Flügel, 1982; Stow és Piper, 1984).

(3) A biogén alkotók mennyiségi viszonyai, a plankton változatossága jól jelzi a produktivitási viszonyok alakulását. Megfelelő ősmaradványok azonosításával nemcsak a képződési körülményekre (pl. sótartalom) kaphatunk további információkat, hanem esetleg korjelző alakokat is találhatunk, ezzel megállapíthatjuk az üledékképződés sebességét, ami az esetleges ciklikus mintázat frekvenciája szempontjából nélkülözhetetlen.

Sajnos nem állt módomban valamennyi mintából csiszolatot készíteni. Sok esetben a karbonátban szegény rétegek anyaga annyira puha és mállekony, hogy nem lehet vékonycsiszolatot készíteni belőlük.

Munkámban a klasszikus mikrofációs analízis alapelveit követtem, elsődlegesen Flügel (1982) útmutatásait követve. 91 darab 50-60 µm vastagságú csiszolatot készítettem, valamennyit a rétegzésre merőleges metszetből. A karbonátban gazdag rétegek esetében törekedtem a réteg bázisáról gyűjtött, orientált mintákat felhasználni. Minden csiszolat teljes felületét kiértékeltem, csiszolatonként átlag 200-300 szemcsét meghatározva, azok paramétereit becsülve, illetve mérve. A problémás mikrofauna elemeket Dr. Werner Resch határozta meg az Innsbrucki Egyetem Földtani és Őslénytani Tanszékén. A Foraminifera társaság fációsértelmezése az ő szóbeli közlésein alapul. A mikrofációs adatokat a II. táblázatban foglaltam össze. A karbonátban szegény félrétegpárokat kövér betűkkel, a karbonátban gazdag félrétegpárokat normál betűtípussal jelöltem. A mátrix részarányát a teljes csiszolat százalékában fejeztem ki, míg a karbonátos és a nem karbonátos szemcsék esetében az összes szemcséhez viszonyított részarányt vettem tekintetbe. A biogén szemcsék közül a közetalkotó mennyiségben fellépő taxonok mennyiségét a karbonátos szemcséken (esetünkben ez azonos a vázszemcsékkel) belüli részarányal jellemeztem. Azoknak a taxonoknak az előfordulását, amelyekből csak egy-két szemcse fordul elő (így mennyiségük százalékos kifejezése nem hordoz érdemi információt) X-szel jelöltem. Amennyiben az adott taxonból kettőnél több szemcse található a csiszolatban, azt XX-szel fejeztem ki. Hasonló az eset a mikropátitos mátrix esetében; előfordulását X-szel jelöltem. Az eredmények az alábbiakban foglalhatók össze:

(1) A fő alkotók relatív részaránya:

Mátrix (mikrit és mikropátit): 50-80%, karbonátos szemcsék: 20-50%, nem karbonátos szemcsék: 1-7%.

(2) A mátrix jellemzői:

A mátrix a minták 95%-ában homogén, agyagos mikrit. Néhány minta esetében helyenként mikropátitosodott foltok találhatóak. Mind a homogén, mind az inhomogén mikrit igen intenzíven bioturbált. Alapanyagon belüli lamináció hiányzik.

(3) A vázszemcsék jellemzői:

Vázszemcsék alkotják az összes karbonátos szemcsét, litoklaszt, intraklaszt, extraklaszt nem fordul elő. A szemcsék szinte minden esetben bioklaszt elemek, biomorfa

hiányzik. Gyengén fragmentált vázelem igen ritka. Az együttes polimikt, legfontosabb csoportjai átkristályosodott Radiolariák, Bositrák, kovaszivacsstűk, Foraminiferák, Echinodermaták, Brachiopodák, Ostracodák azaz dominánsan pelágikus plankton és nekton alakok. A bentosz szerepe alárendelt, a Foraminiferákon túl főleg erodált bioklasztokra és széthullott kovaszivacsok spiculáira korlátozódik. Mikritbevonat, bioerózió nem észlelhető. Az intragranuláris pórusok mikrittel kitöltöttek, vagy pl. a Radiolariák átkristályosodása és néhány Foraminifera kapcsán pátitosak. Jellemző, hogy a karbonátban gazdag félrétegpárokban az átkristályosodott Radiolariák dominálnak (a biogén szemcsék 50-80%-a), a Bositrák és az Echinodermaták szerepe alárendelt. Ezzel szemben a vizsgált karbonátszegény félrétegpárokban a (részben átkristályosodott) kovaszivacsstűk aránya eléri az 50%-ot és a Bositrák aránya is jelentősebb. Néhány karbonátban gazdag félrétegpárban jelentős az Echinodermata bioklasztok aránya (30%); jellemző arányuk azonban csak 5-10% között mozog. A magasabb értékek a karbonátban szegény félrétegpárokra jellemzőek. Brachiopoda héjtöredékek egy-egy magányos szemcsére korlátozódnak, a vizsgált minták túlnyomó részében nem is fordulnak elő. Foraminiferák igen ritkák, a biogén szemcsék 1-2%-t teszik ki. Összesen 12 db csiszolatban találtam Foraminiferát, többnyire csak egy darabot az adott mintában. 4 db csiszolatban (KG-33a, -40, -78, -82) több egyed is találtam egyetlen metszetben. A talált alakok az *Epistinomidae* (24., 25., 30. kép), a *Garantella*, a *Lenticulina* (23. kép), a *Lagenida*, a *Spirillina* és a *Dentalina* taxonba tartoznak. Ezek a szubneritikus-pelágikus régiót, mélyebb self vagy selfen belüli medence környezetet jeleznek; korjelző alakot nem sikerült azonosítani. Az ősmaradványok mérete az alábbiak szerint alakul: Foraminiferák 0,08-0,5mm, Radiolariák 0,06-0,2mm, szivacsstűk 0,1-0,8mm, Brachiopodák 0,5-2mm, Bositrák 0,3-4mm, Echinodermaták 0,2-1,5mm. Az osztályozottság rossz, a klasztok kerekítetlenek, vagy gyengén kerekítettek.

(4) A terrigén szemcsék jellemzői:

A terrigén szemcsék az összes szemcse max. 5-10%-át teszik ki adott mintában. Átlagos mennyiségük 1-3%. A terrigén szemcsék anyaga kvarc és muszkovit, méretük 0,03-0,09mm. A megnyúlt muszkovit pikkelyek max. hosszúsága 0,07-0,2mm. A kvarcsemmcsék kerekítetlenek, a Krumbein-Sloss-féle kerekítettségi értékük 0,1-0,2, sfericitási értékük 0,3-0,5 (22., 27., 28. kép). A terrigén elegyrészek önállóan, hintetten helyezkednek el, nem koncentrálnak laminákban, vagy lencsékben.

(5) Szöveti jellemzők:

Csaknem valamennyi minta szemcsevázú, ritka az iszapváz. A szemcsék nem mutatnak orientált elrendeződést, eltekintve a Bositra filamentumtól. A bioturbáció igen intenzív, imbrikáció, geopetális szerkezet, gradáció, szöveti inverzió, lamináció, diszkontinuitási felszín, visszaoldott szemcsetöredékek, mikrosztrolitok nem figyelhetők meg. Néhány karbonátszegény félrétegpár esetében az Echinodermata vázelemek szoros illeszkedése "fitted fabric" szövetre emlékeztet, de visszoldódási film nem észlelhető a szemcsék érintkezési vonalán.

(6) Petrográfiai osztályozás:

A vizsgált minták a legtöbb esetben packstone, néhány minta esetén wackestone szövetű biomikrit vagy biomikropátit (Folk, 1959; Dunham, 1962) kategóriákba tartoznak.

(7) Standard mikrofaciális típus, faciálisértelmezés:

A megfigyelések alapján a minták a Wilson (1975)-féle 2. és a 3. SMF-típusba (mikrobioklasztos kalksziltit és pelágikus wackestone), azaz az 1., a 2., vagy a 3. mikrofaciális zónába tartoznak. Ez jelenthet:

- (1) medence fáciest;
- (2) nyílt tengeri, mélyebb self fáciest;
- (3) nyílt selfen belüli medence fáciest.

Valamennyire kis energiájú közeg és lassú szedimentáció jellemző.

A mikrofaciális megfigyelések alapján az alábbi megállapítások tehetők:

(1) A vizsgált szelvény medencében, vagy nyílt, mélyebb self környezetben rakódott le. A szedimentáció kis energiájú közegben, a pelágikus régióban ment végbe, szinszediment mechanikai erózióra vagy visszaoldódásra utaló jelek nincsenek.

(2) A lokális, kis foltokra korlátozódó mikropátitos alapanyag (16. kép), valamint számos biogén alkotó kalcitosodása karbonát-átrendeződésre utal. Hiányoznak azonban a mikrosztrolitok és a diagenetikus visszaoldódási horizontok, vagyis a ritmicitást kialakító tényezők között a diagenezis csak alárendelt szerepű lehetett. Hasonlóképp kizárható az esetleges allociklikus folyamatok közül a visszaoldódási ciklus.

(3) 8 darab mintában (az összes minta 9%-a; 6 esetben karbonátban gazdag, 2 esetben karbonátban szegény félrétegpár) jelentősebb mennyiségben (20-30%) dúsulnak mechanikailag erodált Echinodermata vázelemek és előfordulnak self-eredetű bioklasztok (17., 18. kép). Noha ezek nem mutatnak gradációt, vagy eróziós alsó határt, a környező

selfekről való intenzívebb anyagszállítást reprezentálhatják. Ilyen értelemben az autociklikus folyamatok szerepe a ritmicitás kialakításában alárendeltnek tekinthető, de nem zárható ki.

(4) A plankton diverzitása általában kicsi, kőzetalkotó mennyiségben csak a Radiolariák és (hozzájuk képest sokkal kisebb arányban; ld. II. táblázat) a pszeudoplankton Bositrák fordulnak elő. A kalcitosodott Radiolariák a karbonátban dús rétegekben fordulnak elő nagyobb arányban (20., 21., 29. kép). Ezzel szemben a kovaszivacsstűk és (kisebb mértékben) a Bositrák a karbonátban szegényebb félrétegpárok domináns alkotói (19. kép). Több szerző szerint a Radiolariák a megnövekedett produktivitású időszakokban nagyobb gyakoriságúak, míg a kovaszivacsstűk rendszerint a kisebb produktivású időszakokban lépnek fel nagyobb arányban (Boyd és társai, 1994; Mattioli, 1997). Foraminiferák 12 darab mintában (a minták 13%-a) találhatóak, 25%-ban karbonátszegény (22. kép), 75%-ban karbonátgazdag félrétegpárban (24., 25., 26. kép). Egy metszetben egynél több Foraminifera egyed a K-33 jelű mintában és néhány, rétegtanilag fiatalabb minta vékonycsiszolatában jelentkezik. Ez párhuzamos a karbonáttartalom hirtelen megnövekedésével a Kecskegyűr, útbevágás szelvényében (5b. ábra). Ez közvetetten jelezheti a produktivitás erőteljes megnövekedését, ezáltal a Foraminiferák számára kedvezőbb ökológiai feltételek kialakulását a rétegsor legfiatalabb szakaszán.

7. Agyagászványtani megfigyelések

A Komlói Mészmárga Formációt alkotó kőzetek kevert karbonátos-sziliciklasztos üledékes kőzetek; agyagmárga, márga, mészmárga, agyagos mészkő, mészkő litológiájúak. A nem karbonátos elegyrészek közül a legjelentősebbek az agyagászványok. Elengedhetetlen tehát ezek részletesebb vizsgálata, különös tekintettel arra, hogy az utóbbi mintegy három évtizedben a pelágikus/hemipelágikus üledékes kőzetekhez kapcsolódó agyagászvány-társaság diagenézis-jelző, valamint klíma-indikátor szerepének taglalása széles teret nyert a szakirodalomban (Biscaye, 1965; Parham, 1966; Chamley, 1967, 1989; Paquet, 1970; Singer, 1984; Chamley és Debrabant, 1984; Hallam és társai, 1991).

A mecseki jura kőzetek agyagászványairól csak nagyon kevés publikáció jelent meg; ezek szinte teljesen leíró jellegűek, paleoklimatológiai célú megközelítéssel nem találkoztam (Nagy és társai, 1978; Pataky és társai, 1982; Velledits és társai, 1986; Viczián, 1987). A dolgozat célkitűzéseivel összhangban nem állt szándékomban részletes krisztallográfiai vizsgálatokat végezni a Komlói Mészmárga Formáció agyagászványait illetően. Céлом az,

hogy az agyagásvány-spektrumban előforduló szabályszerűségeket vizsgáljam, különös tekintettel azokra a faktorokra, melyek információkat hordoznak a formáció ritmicitását kialakító tényezőkre nézve.

7.1 A röntgendiffrakciós mérések eredményei

A röntgendiffrakciós mérésekre az Innsbrucki Egyetem Földtani és Őslénytani Tanszékén került sor. 110 darab teljes kőzet mintát kalapáccsal összetörtem, majd achátmoszársban őröltem. A kalcittartalmat 3%-os ecetsavval távolítottam el 24 órás kezeléssel, 40 °C-on. Az oldási maradékot desztillált vízzel savmentesítettem, majd ülepítéssel választottam le a 2 μm alatti szemcseméretű frakciót. Ebből a frakcióból készítettem az orientált preparátumokat porózus kerámia lemezre, vákuummal. A mintákat szárítókemencébe helyeztem egy éjszakára, 40 °C-os fűtést alkalmazva. A légszáraz mintákon végzett felvételek után ugyanezeket a preparátumokat etilén-glikollal is kezeltem, majd egy újabb felvételsorozatot készítettem. A mérések Siemens D-500 típusú készüléken történtek, CuK_α sugárzás és Ni-szűrő felhasználásával, $0,02^\circ 2\Theta/2$ másodperc léptetési sebességgel. A fázisok azonosítása és a diffrakciós csúcsok területének meghatározása a készülék standard szoftverével készült. A szemikvantitatív összetétel meghatározásához Rischák és Viczián (1974) faktorait használtam. A duzzadó komponensek részarányának meghatározásához szükséges $\Delta 2\Theta_1$ és $\Delta 2\Theta_2$ értékeket Środoń (1980) és Watanabe (1981) módszerével határoztam meg. Amennyiben van reflexió $5,3^\circ$ és $8,7^\circ 2\Theta$ között az etilén-glikollal kezelt illit/szmektit diffrakciós képén, akkor a vizsgált ásványt valamilyen mértékben rendezett közberétegzettségűnek tekintettem. Ha nincs ilyen reflexió, akkor a közberétegzettség véletlenszerű. Ezen meghatározási alapelven túl alkalmazni szerettem volna Środoń (1984) diagramját, amely az etilén-glikolos kezelést követően - duzzadóképtől függően - a $32-35^\circ 2\Theta$ közé eső csúcspozíciókat is felhasználja a kevert szerkezeteken belüli duzzadóképes rétegek hányadának becslésére, mivel ezen csúcsok helyzete nagy mértékben független a koherensen szóró domének vastagságától és a mintában jelenlévő diszkrét illit mennyiségétől is (Środoń, 1984). A diffrakciós felvétel minősége (a Ni-szűrő alkalmazása) miatt nagyon kis intenzitásúak a $32-35^\circ 2\Theta$ csúcsok. Emiatt pozíciójuk meghatározásánál a Siemens D-500 kiértékelő szoftvere mindig bizonytalan csúcsot jelzett. Így ezek az adatok csak tájékoztató jellegűek és a klasszikus módszer kiegészítéseként használhatók, emiatt nem is tüntettem fel őket a IV. táblázatban.

A véletlenszerűen közberétegzett szerkezetek esetében a Reynolds és Hower (1970) által publikált módszert ("a/b ratio method") is alkalmaztam, a kapott eredmények kontrolljaként.

Az alábbiakban a röntgendiffrakciós mérések agyagásványokra vonatkozó részét ismertetem.

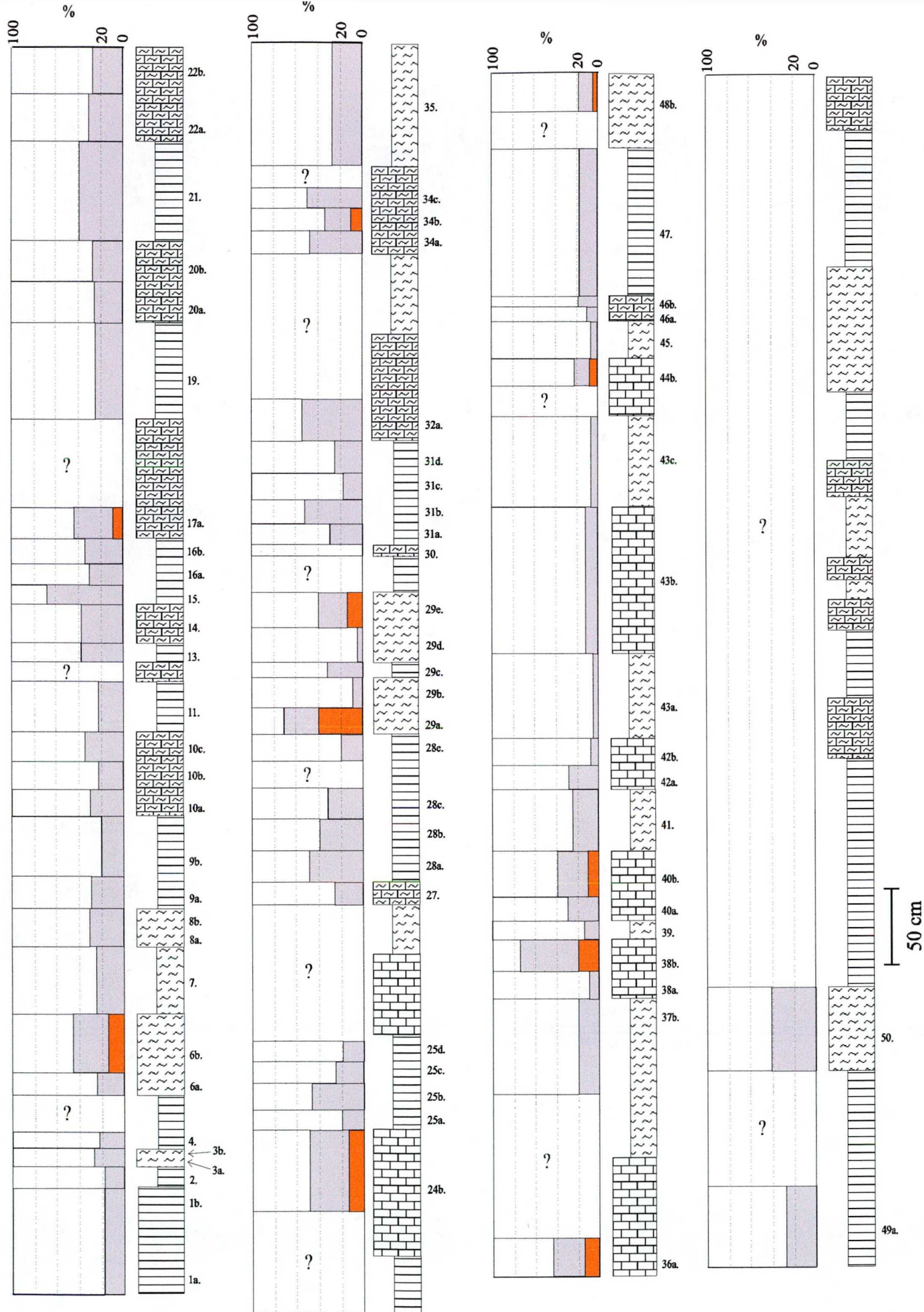
A tanulmányozott minták szemikvantitatív agyagásványos összetételét a III. táblázatban (ld. Függelék), valamint a 7a. és 7b. ábrában foglaltam össze. A 8a. és 8b. ábra mutatja a kevert szerkezetű agyagásványok gyakoriságát a minta kalcittartalma függvényében. A IV. táblázat mutatja be a kevert szerkezetű agyagásványokra vonatkozó mérési adatokat (ld. Függelék). Mind a III., mind a IV. táblázatban kövér betűkkel jelöltem a karbonátban szegény, normál betűkkel a karbonátban gazdag félrétegpárokat. A 9a. és 9b. ábra a Środoń (1984) alapján számított illit részarány-intervallumokat mutatja a kevert szerkezetekben a minták rétegtani helyzete függvényében.

A mérések eredményeit az alábbiakban összegezhajük:

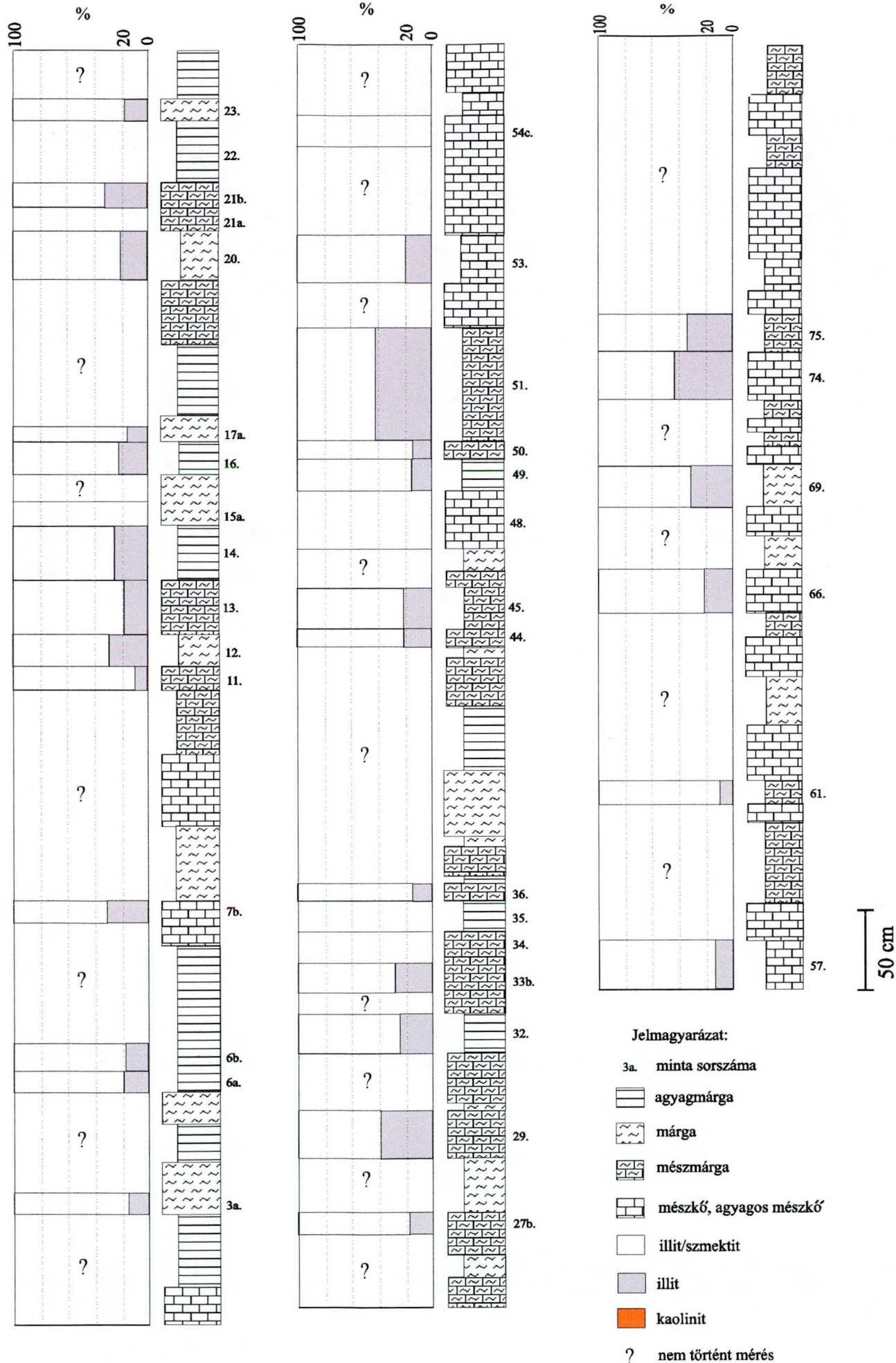
(1) Valamennyi mintában illit és különböző duzzadóképeségű, kevert szerkezetű illit/szmektit a domináns agyagásvány. Az egyes agyagásványok mennyiségi arányai függetlenek a rétegtani helyzettől és a minta karbonáttartalmától (ld. 8a és 8b ábra "7" értékeit). Természetesen a minták karbonáttartalmával párhuzamosan az agyagásványok mennyisége is ritmikus mintázatot mutat.

(2) Az illit általában rossz kristályosságú fokú; a Kübler-index értékei $0.6-1.0^{\circ} 2\Theta$ között ingadoznak. Megjegyzendő, hogy a legtöbb mintában az illit 001 csúcsának nagyobb szögértékek felőli oldalán az etilén-glikolos kezelés utáni felvételen váll található. Ez a mintában az illit mellett jelenlévő kevert szerkezetek rovására írható.

(3) A vizsgált minták túlnyomó többségében 40-70% illit-"réteg" található a kevert szerkezetekben, többnyire véletlenszerű közberétegzettség (esetleg 1/4, vagy 1/2 típusú részleges rendezettség) mellett. Ezt támasztják alá a $32,5^{\circ}-33,6^{\circ} 2\Theta$ közé eső reflexiók, melyek véletlenszerű és ($33,5^{\circ} 2\Theta$ -nál nagyobb szögértékek esetén) IS-típusú közberétegzettséget jelölnek, maximum 60-75% illit komponenssel (Środoń, 1984). Nincs szabályszerű összefüggés a kevert szerkezetekben lévő illit-komponens mennyiségének alakulása és az adott minta rétegsorban elfoglalt helyzete között.

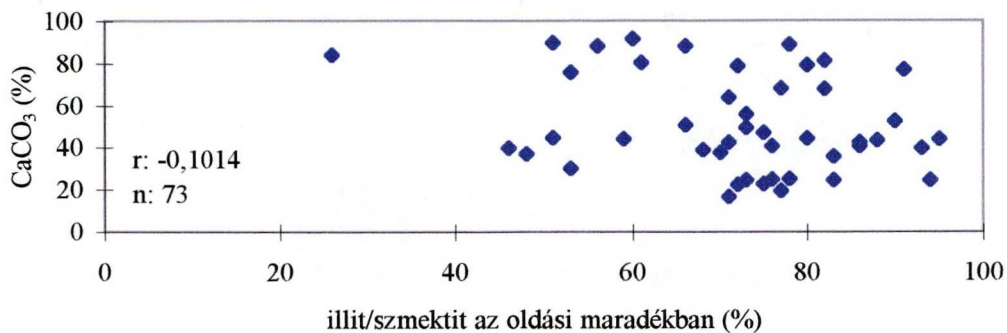


7a. ábra:
 A minták félkvantitatív agyagásványos összetétele, Püspökszentlászló II. szelvény.
 Jelmagyarázat a 7b. ábrán

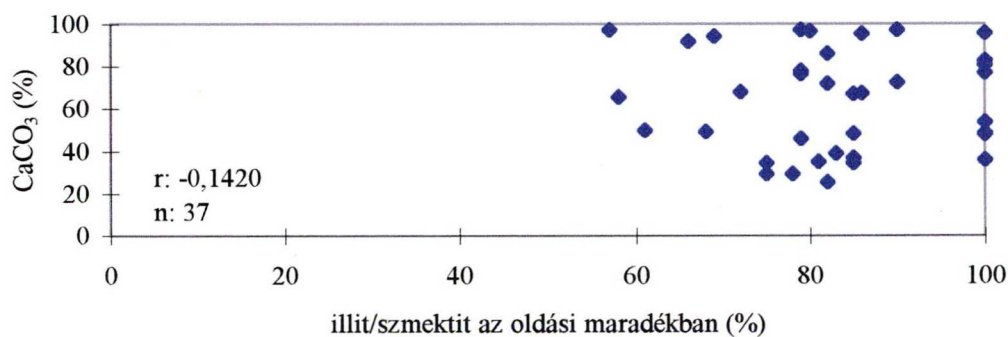


7b. ábra: A minták félkvantitatív agyagásványos összetétele, Kecskegyőr, útbevágás

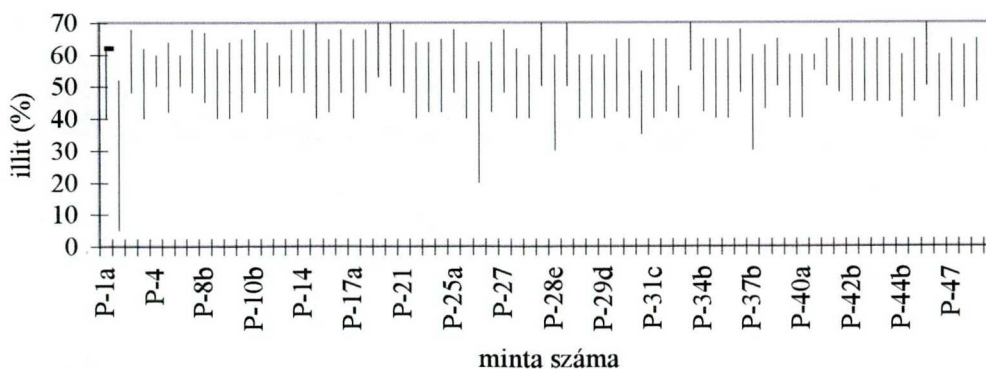
8a. ábra: A vizsgált minták CaCO_3 -tartalma az illit/szmektit kevert szerkezetek részarányának függvényében. Püspökszentlászló II. szelvény



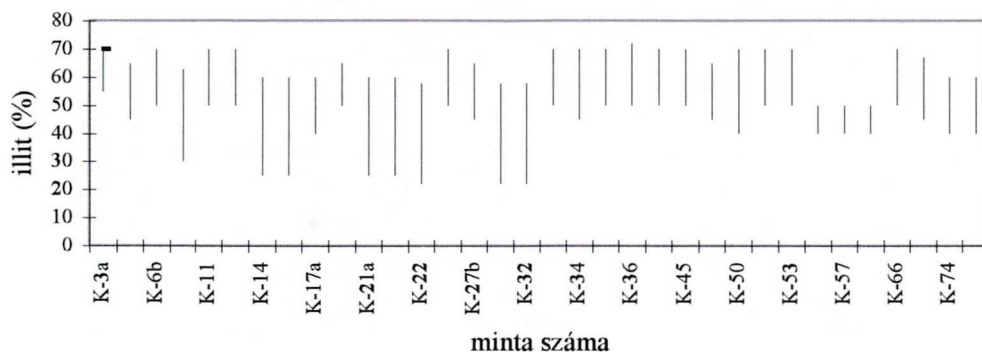
8b. ábra: A vizsgált minták CaCO_3 -tartalma az illit/szmektit kevert szerkezetek részarányának függvényében. Kecsegyűr, útbevágás



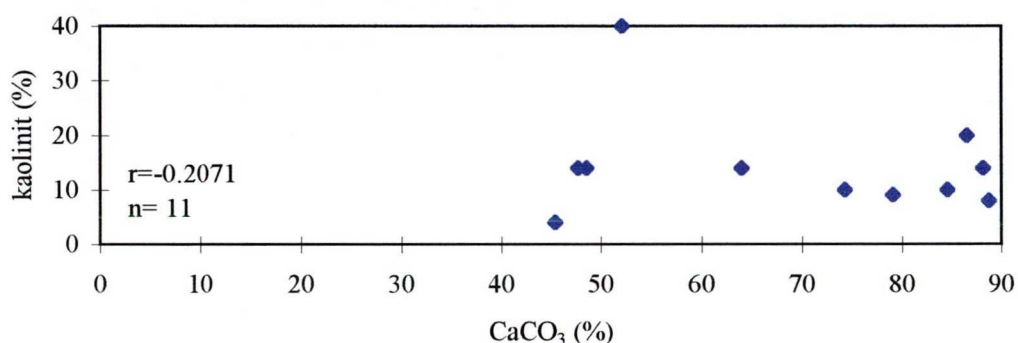
9a. ábra: Az illit részaránya az illit/szmektit kevert szerkezetű agyagásványokban. Püspökszentlászló II. szelvény



9b. ábra: Az illit részaránya az illit/szmektit kevert szerkezetű agyagásványokban. Kecsegyűr, útbevágás



10. ábra: A minták kaolinit-tartalma a CaCO₃-tartalom függvényében.



Mivel a szomszédos minták CaCO₃-gazdag, illetve CaCO₃-szegény félrétegpároknek felelnek meg, így első közelítésben nincs összefüggés a litológia és a kevert szerkezetek összetétele között sem.

(4) Vannak minták, amelyek etilénlikolos kezelés után 6,2° 2 θ értéknél kis, határozatlan csúcsot mutatnak. Ezek a csúcsok kevés klorit jelenlétére utalhatnak. (A III. táblázatban ezeket a mintákat csillaggal jelöltem.) A klorit reflexiói azonban annyira kicsik és bizonytalanok, hogy a szemikvantitatív számításnál nem vettem figyelembe őket. Tekintettel a szemikvantitatív megközelítés eredendő bizonytalanságaira, meggyőződésem szerint ezzel az elhanyagolással nem befolyásoltam lényegesen a szemikvantitatív összetétel eredményét.

(5) Kaolinit csak igen ritkán fordul elő, pontosan a vizsgált minták 10%-a esetében (III. táblázat) és mennyisége is kevés. Azokat mintákat figyelembe véve, ahol kimutatható és becsülhető mennyiségű volt ez az agyagásvány, átlagosan 14,3%-os mennyiséget

kapunk. Maximális mennyisége (a P-29A mintában) 40%. Mindazonáltal - hasonlóan a többi agyagásvány-típushoz - a kaolinit relatív mennyisége sem mutat korrelációt a minták karbonáttartalmával (10. ábra).

7.2 A mérési eredmények értelmezése

A gyakori agyagásványok közül - mint az előzőekben láthattuk - a kaolinit, az illit és a kevert szerkezetű illit/szmektit vesznek részt a Komlói Mészmárga Formáció vizsgált kőzeteinek felépítésében.

Biscaye (1965) munkája óta világszerte elfogadott, hogy az óceánok csaknem valamennyi régiójában a recens üledékek agyagásványgyűttese a lehordási terület (óceáni méretek esetén a szomszédos kontinensek) kőzettani felépítésének és az ott uralkodó klímának az együttes hatását tükrözik. Általánosan elfogadott az is, hogy mindez így lehetett a földtörténeti múltban is, legalábbis ami a Fanerozoikumot illeti.

Napjaink óceánjaiban a kaolinit gyakorisága szisztematikusan nő az Egyenlítő felé haladva. Ez igen erős klímafüggését mutatja ennek az agyagásványnak, hiszen mindenütt a legintenzívebb kontinentális hidrolízissel (trópusi mállással) jellemzett területek szomszédságában lesz domináns alkotója a tengeri (óceáni) üledékgyűjtők agyagfrakciójának (Biscaye, 1965). Chamley (1989) szerint a kaolinit mennyiségének erőteljes növekedése (nem ritkán a goethit, a gibbsit és a láncszerkezetű agyagásványok megjelenése mellett) a legérzékenyebb jelzője a forrásterületen uralkodó intenzív trópusi mállásnak és talajképződési folyamatoknak. Ami a mecseki jura képződményeket illeti, Noskené és Nagyné (1969), valamint Viczián (1990) beszámolnak arról, hogy a Mecseki Kőszén és a Vasasi Márga Formációban a kaolinit a domináns agyagásvány. Utóbbi szerző több mecseki jura rétegsor vizsgálata alapján kiemeli, hogy a kaolinit dominanciája megszűnik, sőt gyakorlatilag eltűnik az agyagfrakcióból ez az ásvány a fiatalabb jura képződményekben (Viczián, 1987).

A kevert szerkezetű agyagásványok elterjedése napjaink óceánjaiban erős földrajzi differenciáltságot mutat (Biscaye, 1965), ami azt valószínűsíti, hogy elterjedését az üledékgyűjtőkben elsődlegesen a lehordási területen uralkodó viszonyok, nem pedig a medencén belüli in situ diagenézis határozza meg (Biscaye, 1965; Chamley, 1989).

A diszkrét illit gyakorisága a tengeri üledékekben szintén nem mutat klímafüggést (Hallam és társai, 1991), de Singer (1984) hangsúlyozza, hogy jól kristályos illit legnagyobb

mennyiségben olyan területek szomszédságában halmozódik fel, ahol a hidrolízis minimális - azaz hideg és/vagy száraz klíma uralkodik. Tekintettel arra, hogy a Komlói Mészmárga Formáció illitjei nagy valószínűséggel gyengén kristályosak, a recens példa aligha magyarázza az illitnek a mért mintákban való előfordulását.

A kevert szerkezetű illit/szmektit típusú agyagásványok diagenetikus úton, szmektitből való keletkezése régóta ismert (Hower és társai, 1976). Ugyanakkor ugyanezek az ásványok illit degradációjával is keletkezhetnek mállási viszonyok között (Chamley, 1967, 1989). Ehhez a folyamathoz a legkedvezőbb klimatikus viszonyok olyanok, melyekben a tartósan meleg időjárás szezonálisan váltakozó humiditással párosul (Paquet, 1970; Chamley, 1989). Singer (1984) szerint napjainkban a szmektit és az illit/szmektit kevert szerkezetek különféle klimatikus viszonyok között keletkeznek, de a legfontosabb típus az, amikor kifejezetten meleg klíma mellett hosszabb száraz időszakok váltakoznak rövidebb csapadékos időszakokkal.

A szmektit relatív gyakorisága az óceáni üledékekben nem mutat semmilyen zonalitást, ami azt jelzi, hogy ennek az agyagásványnak az eloszlását nem a zonális mállási tényezők határozzák meg (Biscaye, 1965; Chamley, 1989). Mindenképpen meg kell említeni azt, hogy szmektit keletkezhet vulkanitok (láva, piroklasztikum) anyagának direkt, atmoszferikus (vagy tengervíz hatására) történő mállásával is; ilyenkor nagy tisztaságú (emiatt gyakran gazdasági jelentőséggel bíró), szinte kizárólag szmektitből álló agyagok, bentonitok képződhetnek (Tomita és Onishi, 1976; Tomita és társai, 1993). Ebben az esetben a klímafüggés igen gyenge, csak a csapadék mennyisége gyakorol hatást a folyamatra. A keletkezett üledékben - illetve üledékes kőzetben - tipikus akcesszórius ásványok (mint a titanit, krisztobalit, zeolitok, esetleg biotit, igen ritkán relikvált kőzetüveg) utalnak a vulkanogén eredetre.

A lepusztulási területen keletkezett agyagásvány-társaság üledékszállítás útján jut el leülepedési helyére. Régóta ismert az, hogy a különböző agyagásványok eltérő módon viselkednek a szállítódás során, gyakran szegregálódnak egymástól és ez messzemenően befolyásolja az üledékgyűjtőkben való előfordulási gyakoriságukat. Biscaye (1965) és Parham (1966) ma már klasszikusnak számító munkáikban a világtengerek különböző részein vizsgálták az agyagásványok eloszlását a fiatal üledékekben. Legrészletesebben a Níger és az Amazonas folyó torkolatvidékének, a környező selfnek, valamint medencéknek az üledékeit vizsgálták. Ezek alapján a legkülső, parthoz legközelebbi régióban a kaolinit, beljebb az illit és a klorit a domináns agyagásvány az üledékben; míg a medence belsőbb

részeibe gyakran csak a szmektit jut el. A kaolinit partközeli fáciesekben való dúsulásának oka lehet a többi agyagásványhoz képest nagyobb átlagos szemcsemérete és a tengervízben való flokkulálódásra való erősebb hajlama. Az illit és a klorit általában kisebb szemcseméretű és kevésbé flokkulálódik, aggregátumaik kisebb szemcseméretűek; ez a tény önmagában is elegendő magyarázat lehet arra, hogy ezek az ásványok sokkal nagyobb távolságra szállíthatódnak, mint a kaolinit. Chamley (1989) szerint a fiatal üledékekben végbemenő korai diagenezis nem lehet oka az agyagásványok térbeli eloszlásában megnyilvánuló határozott trendnek (azaz a partokkal párhuzamos zonációnak), vagyis ez az elkülönülés - éles ellentétben a mélyebb betemetődést szenvedett üledékek agyagásványaival - csak elhanyagolható mértékben tükröz korai diagenezishez köthető autigén ásványképződést. Szerinte a szemcseméret szerinti osztályozódás nyilvánvaló oka az, hogy a selfterületekről a medencékbe szállítódás során alapvetően és hirtelen megváltozó turbulencia hat az üledék szemcséire. Ugyanakkor az agyagásvány-típusok elkülönésére hatással van a reszuszpenzió, fenékáramok átülepítő hatása, ami módosíthatja a parttal párhuzamos zonációt.

Ezzel összefüggésben szükséges megemlíteni azt, hogy a vizsgált minták közül a kaolinit csak kis számú mintában és kis mennyiségben fordul elő, főleg karbonátban gazdag félrétegpárok anyagában (III. táblázat). Feltételezve a kaolinit szinszediment eredetét, ez arra utalhat, hogy a kaolinit reszedimentáció, a self partközeli régióiból való lemosódás útján kerülhetett a medence üledékeibe. Mindez összhangban van a mikrofácies megfigyelésekkel, hiszen a kaolinittartalmú rétegekben kimagaslóan nagy az átülepített makro-bioklasztok aránya. Monostori (1997, szóbeli közlés) mikropaleontológiai adatai szerint a Komlói Mészmárga Formáció kőzeteiben előfordulnak olyan Ostracoda alakok, amelyek sekélyvízi környezetre utalnak. Ezek az ősmaradványok nyilvánvalóan reszedimentáció révén kerültek a medencefáciesű környezetbe. Nem egyértelmű azonban az átülepítés folyamata. A terepi, a vékonycsiszolati, valamint a makroszkópos vizsgálatok szerint erózióval járó gravitációs átülepítés nem játszott szerepet a vizsgált szelvény képződményeinek kialakításában. A self-eredetű karbonátos és szilikátos anyag tehát vagy fenékáramok lemosó tevékenységének hatására, vagy esetleg nefeloid felhőkhöz, extrém kis sűrűségű, atipikus zagyárokhoz kapcsolódva kerülhetett az üledékgyűjtő mélyebb részébe (Tucker és Wright, 1990; Piper és Stow, 1991).

A kaolinit szórványos előfordulásának oka lehet az is, hogy egy morfológiai gát akadályozta meg a medence mélyebb részeibe való bejutását. Ebben az esetben léteznie

kellene egy "peremibb" helyzetű üledékgyűjtőnek, amely csapdázta a gyorsabban kiülepedő kaolinitet. Erre pillanatnyilag semmilyen konkrét bizonyítékunk sincs, a rendelkezésünkre álló adatok alapján azonban ez a feltételezés sem vethető el.

Feltételezhetjük azt is, hogy a kaolinit szórványos fellépése a medence közeteiben azt jelzi, hogy a kontinentális háttér közettani felépítése és klimatikus viszonyai nem tették lehetővé a kaolinit keletkezését, vagy csak rövid időszakokra, esetleg a lehordási terület egyes részeire korlátozva. Ennek ellentmondanak azonban a különböző mecseki földtani térképmagyarázók, melyekben az aaleni-bajóci foltos márga esetében mindig megemlítik (a mennyiségi viszonyok taglalása nélkül) a kaolinit jelenlétét az oldási maradékban (Földi és társai, 1977; Nagy és társai, 1978). Joggal feltételezhetjük, hogy a Komlói Mészmárga Formáció képződése idején a kaolinit keletkezéséhez - legalább időszakonként - kedvező klimatikus és litológiai körülmények uralkodtak a lehordási területen.

Mivel a vizsgált szelvényben kizárólag karbonátban gazdag rétegekben jelenik meg a kaolinit, felmerülhet, hogy ezen félrétegpárok kialakulása idején (feltételezve azok szinszediment és nem diagenetikus eredetét) dominálhatott olyan klíma, amely nagyobb mennyiségű kaolinitet produkált az üledékgyűjtő lehordási területén. Ez azt tételezi fel, hogy a legintenzívebb kontinentális hidrolízis, a leginkább csapadékos és meleg klíma a karbonátban gazdag rétegek által reprezentált időszakokban uralkodhatott. Amennyiben ez lenne a helyzet, akkor jóval nagyobb számú karbonátban gazdag félrétegpárban kellett volna megtalálnunk a kaolinitet. A szemikvantitatív összetételi adatok azonban nem ezt mutatják.

A kaolinit kis mennyiségének és ritka előfordulásának a vizsgálatokor mindenféleképp ellenőrizni kell a diagenetikus átalakulás lehetőségét, mindenekelőtt a bőségesen jelenlevő illitté. Velde (1965), Huang és Otten (1985), Chermak és Rimstidt (1990), Huang (1992, 1993) eredményei alapján elmondható, hogy - 500 bar nyomáson - a rendszer pH-jának függvényében jelentősen változik a kaolinit→illit átalakulás sebessége. Erősen lúgos pH mellett az átalakulás sebessége 2-3-szor akkora, mint közel semleges pH mellett. A keletkező fázisok összetétele erősen hőmérsékletfüggő. A reakció 180-190°C-on indul meg, de sebessége 300°C-on lesz igazán jelentős. A 300°C-on keletkező illit összetétele közel áll a muszkovitéhoz, míg a 200°C-on és valamivel alacsonyabb hőmérsékleten keletkezőé az illit/szmektit kevert szerkezetekéhez áll közel. Huang (1993) hangsúlyozza, hogy a kaolinitből keletkező, kémiaiilag az illit/szmektit kevert

szerkezetekhez közel álló fázisok sem tartalmaznak kimutatható mennyiségű expandáló réteget. A Komlói Mészmárga Formáció vizsgált kevert szerkezetű illit/szmektitjeiben azonban mindig van jelentősebb mennyiségű expandáló komponens, ami ellene mond a kaolinit illit/szmektitté alakulásának. Meg kell továbbá vizsgálni azt is, hogy például az illit/szmektit kevert szerkezetek összetétele és rendezettsége hány °C-os felfűtéssel magyarázható. Amennyiben az eredmények azt mutatják, hogy a vizsgált minták diagenézise során 200°C-ot, vagy magasabb hőmérsékletet ért el a felfűtés, akkor joggal feltételezhetjük, hogy a most kimutatható kaolinit az eredeti, szinszediment mennyiségnek csak egy töredéke, a többi átalakult illitté, esetleg illit/szmektit kevert szerkezetté.

Az agyagásvány-spektrum értelmezésekor semmiképp sem szabad figyelmen kívül hagynunk azt a tényt, hogy a kőzetek diagenetikusán átalakultak. Ezt az agyagfrakció zömét alkotó illit/szmektit kevert szerkezeteknél is figyelembe kell venni, hiszen ezt az agyagásványt előszeretettel használják geotermométerként üledékes medencék hőtörténetének rekonstrukciójához. A betemetődés során, a megemelkedett hőmérséklet feltételei között a szmektit illitté alakul különböző illit/szmektit kevert szerkezet köztes tagokon át (Hower és társai, 1976). Ugyanez az átalakulás végbemehet felszíni hőmérsékleten is, a szmektites agyagok ismétlődő nedvesedése és kiszáradása során (Singer, 1988). Az átalakulást több más tényező is befolyásolja; ez az alapja annak, hogy több szerző fokozott elővigyázatosságra int az illit/szmektit kevert szerkezet független geotermométerként való használhatósága kapcsán. Ilyen tényezők az átalakulás időtartama (Pytte és Reynolds, 1989), a K^+ -koncentrációja (Huang és társai, 1993), a víz/kőzet arány (Whitney, 1990). Ezekről a tényezőkről a hazai irodalomban Viczián (1994), a külföldiben Hillier és társai (1995) Elliott és Matisoff (1996) Altaner és Ylagan (1997) adnak összefoglalót. Számított és empirikus RTG-diffrakciós felvételek, valamint HRTEM vizsgálatok szerint is (Veblen és társai, 1990; Środoń és társai, 1990) az illit/szmektit mind nagyobb arányban tartalmaz illitet az átalakulás során, a közberétegzés pedig fokozatosan átmegegy véletlenszerűből ($R=0$) kevéssé ($R=1$), majd jobban rendezett ($R=3$) állapotba (az "R" kifejezés a Reynolds és Hower (1970)-féle "Reichweite" értékét jelzi), a fundamentális szemcsék vastagsága pedig általában nő (Caudros és Altaner, 1998). Kémiaailag az átalakulás az illit/szmektit K és Al felvételével, Si, Fe, Mg, Na, Ca és H₂O-leadásával jellemezhető (Środoń és társai, 1992). Az illit/szmektit kevert szerkezet kristályszerkezeti modelljei és reakciókinetikai kísérletek az átalakulási folyamat többféle értelmezését is

lehetővé teszik. Léteznek szilárd fázisú átalakulási (SST) modellek (Veblen, 1992), oldódási-újrakristályosodási (DC) modellek (Drits és társai, 1996), valamint (az előbbi speciális változatának tekinthető) úgynevezett Ostwald-féle "érés" (Ostwald ripening, OR) modellek (Eberl és társai, 1990). Diagenetikus környezetekben uralkodó termodinamikai viszonyok között legvalószínűbb az SST modellek érvényessége; DC és OR folyamatok inkább a hidrotermálisan átalakuló kőzetekre alkalmazhatók (Altaner és Ylagan, 1997).

Az illit/szmektit kevert szerkezetek kristályszerkezetének és kristálykémiájának alaposabb megismerése módszertani következtetésekkel is járt: bebizonyosodott, hogy a RTG-diffrakciós módszer a HRTEM mérésekből kapott adatokhoz képest "alábecsüli" a kevert szerkezetben lévő szmektit-hányadot; minél nagyobb a szmektit-hányad, annál nagyobb ez az eltérés (Środoń és társai, 1992). A RTG-diffrakciós módszerrel leírt változások trendjét azonban az újabb módszerek is megerősítették, sőt Drits és társai (1997) kidolgozták a HRTEM és a röntgendiffrakciós módszerrel történő doménméret meghatározás jó közelítését.

A Mecsek tektonikájának és mezozóos rétegsorának ismeretében feltételezhető, hogy a bajóci korú Komlói Mészmárga Formáció kőzetei elegendően hosszú ideig (3 millió évnél jóval tovább) voltak kitéve a megemelt hőmérséklet hatásának, hogy átalakulásukat a Hoffman és Hower (1979)-féle modellel közelíthessük (Pollastro, 1993). A Pannon-medence esetében Viczián (1994), valamint Hillier és társai (1995) közöltek olyan mélység-hőmérséklet-illit-hányad görbéket, melyek a ilyen, lassan, egyenletesen süllyedő medencékre jellemzőek (igaz, a Pannon-medence esetében gyorsabb süllyedést feltételezhetünk, mint a mecseki jura medence esetében). Véleményük szerint 40-70% illit a kevert szerkezetben a kőzet 100-130°C-os felfűtését jelzi, feltételezve, hogy az átalakuláshoz elegendően hosszú idő állt rendelkezésre. Hoffman és Hower (1979) a Mexikói-öböl térségéből származó adatok alapján 80-120°C-os felfűtést javasolnak erre az illit-hányad intervallumra. Hower (1981) szerint a progresszív illitesedéskor az $R=0 \rightarrow R=1$ átmenet kb. 100-110°C-on megy végbe. A mért minták becsült illit-hányada alapján a kevert szerkezetek éppen ezen két "R"-értékkel jellemezhetőek, így maximális felfűtési hőmérsékletük nem állhatott messze a 100-110°C-os értéktől.

Dunkl (1992) fission track vizsgálatai alapján arra következtetett, hogy a Keleti-Mecsek betemetődése során 100-175°C-os maximális felfűtésen ment keresztül. Viczián (1990) szerint a Mecseki Kőszén és a Vasasi Márga Formáció kevert szerkezetű

agyagásványaiban 70-80% az illit-tartalom. Ez - az általam vizsgált mintáknál magasabb - illit hányad magasabb felfűtési hőmérsékletet jelez, ami egyszerűen megmagyarázható a mondott képződmények mélyebb (alsó-jura) rétegtani helyzetével és így mélyebb betemetődésük révén elért magasabb felfűtési hőmérsékletükkel.

Mivel a minták felszíni feltárásokból származnak, felmerülhet, hogy a jelenkori meteorikus kitérség degradálhatta az eredeti - a betemetődés során kialakult - illit/szmektit kevert szerkezetet. Általános azonban az a nézet, hogy jól cementált, kis porozitású és permeabilitású karbonátos kőzetekben (mint a vizsgált szelvényt felépítő kőzetek) ez a hatás a néhány milliméter vastag mállási kéregtől eltekintve elhanyagolható. Problémásak lehetnek ebből a szempontból a levelesen elváló, nagyobb szilikáttartalmú és nagyobb porozitású CaCO_3 -szegény félrétegpárok. Ha azonban a felszíni mállás az ezekben a rétegekben található kevert szerkezeteket degradálta volna, akkor szignifikáns különbséget kellene találnunk a különböző karbonáttartalmú és ezáltal különböző porozitású rétegek kevert szerkezeteinek rendezettség foka és illit-hányada között. Ilyen különbség azonban nincs.

A Komlói Mészmárga Formáció agyagásványainak, mint klímajelzőknek az értelmezéséhez szükséges a vizsgált időszakra (jura) vonatkozó klímamodellek áttekintése.

Parrish (1982), Hallam (1984), valamint Kutzbach és Garrimore (1989) szerint mind a három dimenziós klímamodellek, mind az empirikus tapasztalatok azt sugallják, hogy a jura szuperkontinensen a zonális szélrendszereknek kisebb jelentősége volt, mint a monszunszélrendszereknek. Nagyon valószínűnek tűnik, hogy az átlaghőmérséklet magasabb volt, mint napjainkban; egymással váltakozó száraz és nedves klímaperiódusok domináltak ezen "monszunvezérelt" időszakban. Hallam és társai (1991) szerint a szmektit lényegesen nagyobb mennyisége az angliai és franciaországi felső-jura pelágikus rétegsorokban, a kréta periódushoz képest hangsúlyozottabb és hosszabb száraz időszakokat jelez.

Chandler és társai (1992) a tethysi alsó-jurára dolgoztak ki klímamodelt, melynek legjellemzőbb tulajdonságai az alábbiak lehetnek:

- (1) Globális meleg a jelenhez képest,
- (2) Kisebb albedó a tengeri jég, a hótakaró és a köd csökkent, valamint az atmoszferikus vízgőz megnövekedett mennyisége miatt,
- (3) Monszunhoz kapcsolódó, periódusonként változó mennyiségű csapadék a Tethys környezetében.

Weissert és Mohr (1996) oxfordi-titon korú mészkövek szénizotópos összetételét vizsgálták a Helvétikumból. Arra következtettek, hogy a Tethys északi régiójában (amely régióhoz a Tiszai egység is tartozott (Fülöp, 1989; Haas és társai, 1990)) magas atmoszferikus CO₂-szint és monszunális csapadék eloszlás lehetett a jellemző.

A mérési eredmények és azok értelmezése az alábbiakban foglalható össze:

(1) A vizsgált minták szemikvantitatív agyagásványos összetétele nem mutat összefüggést a litológiával és a rétegsorban elfoglalt helyzettel. Ez azt jelezheti, hogy a ritmicitást kialakító tényezők nem befolyásolták közvetlenül az agyagásvány-spektrumot és a diagenézis bizonyos mértékben homogenizálta az agyagásványokat.

(2) Az illit/szmektit kevert szerkezetek és az illit dominanciája az agyagásvány-együttesben szezonálisan váltakozó, monszun-szerű klímaviszonyokat jelez a bajóci emeletben a mecseki üledékgyűjtőben és környezetében. Ez összhangban van az időszakokra és régióra adott klímamodellekkel.

(3) A domináns, és litológiától független 40-70% illit részarány, valamint a véletlenszerű (ritkábban 1/4-típusú) rendezettségi fok ($R=0$ és $R=1$) a kevert szerkezetekben 100-130°C-os felfűtést jelez a diagenézis során. A tényleges felfűtést a nevezett intervallum alsó határa közelében valószínűsíthetjük. Ez az érték jól egyezik más szerzők megfigyeléseivel. A diszkrét illit kristályossági fokát ez a felfűtés nem befolyásolta.

(4) Kaolinit ritkán és csak CaCO₃-gazdag félrétegpárokban található. Ez a jelenség leginkább azzal magyarázható, hogy a pedogén úton keletkezett kaolinit szállítódása során az üledékgyűjtő proximális részén halmozódott fel. Innen feltehetően átülepítéssel kerülhetett a nyíltabb tengeri környezetbe. A kaolinit diagenetikus átalakulása illité kizárható, mert az illit/szmektit kevert szerkezetek által jelzett felfűtési hőmérséklet ($\approx 100-110^\circ\text{C}$) alacsonyabb a kaolinit \rightarrow illit átalakulás feltételezett kezdő hőmérsékleténél ($180-200^\circ\text{C}$). Ugyancsak ellentmond az említett átalakulásnak az, hogy a korai diagenézis során a pórusvíz feltételezhető pH értéke (6-7) jóval kisebb a kaolinit \rightarrow illit átalakulás optimális pH-jánál.

8. Stabil izotóp geokémia

Az utóbbi évtizedek irodalmában igen elterjedt a karbonátos kőzetek stabil izotópos vizsgálata, különösen a paleoklimatológiai és paleoökológiai célú munkákban, (sokszor éppen ciklikus, vagy ritmikus mintázatot mutató rétegsorok kapcsán) vagy a földtörténeti múlt globális klímaváltozásainak modellezésében (Pratt, 1984; Brand, 1989; Magaritz és Holser, 1990; Grossman és társai, 1991, 1993; Laferriere, 1992; Hollander és társai, 1993; Long, 1993; Barrera és Keller, 1994; Pelechaty és társai, 1996; Wenzel és Joachimski, 1996; Joachimski, 1998; Joachimski és társai, 1998). Ennek oka az, hogy a vele egyensúlyban lévő kalcitban a vízhez képest dúsul a nehéz, 18-as tömegszámú O. A dúsulás mértékét a víz hőmérséklete és sótartalma szabja meg, így a $\delta^{18}\text{O}$ fluktuációi jól jelzik a tengervíz felső vízrétegeinek hőmérsékletében, szalinitásában beállt változásokat, vagy a diagenetikus felülbélyegzés, karbonátátrendeződés tényét és mértékét (O'Neil és társai, 1969; Friedman és O'Neil, 1977). A Fanerozoikum állandó sarki jégtakarótól mentes időszakaira a $\delta^{13}\text{C}$ változásait a tenger szerves produktivitásának és az ezzel összefüggő redox változásoknak modellezéséhez használják. Hazánkban ilyen jellegű vizsgálatok viszonylag kis számban történtek (Cornides és társai, 1979; Fogarasi, 1995). Tekintettel a Komlói Mészmárga Formáció ritmikus karakterére, kézenfekvőnek tűnik a stabil izotópos módszer alkalmazása a ritmicitást kialakító tényezők vizsgálatánál, hiszen ezek segítségével adatokat kaphatunk:

- (1) a diagenetikus karbonátátrendeződés szerepéről,
- (2) a tengervíz paleohőmérsékleti és/vagy paleosalinitási viszonyairól,
- (3) az eufotikus öv plankton produktivitásának esetleges változásairól.

8.1 A stabil izotópos mérések eredményei

A korlátozott anyagi lehetőségek miatt mindössze 25 teljes kőzet minta vizsgálatára került sor, 12 darab a Püspökszentlászló II., 13 darab a Kecsegyűr, útbevágás szelvényéből. A begyűjtött minták rétegpárokból származnak, így információt hordoznak a ritmikusán váltakozó kőzettípusok egymáshoz viszonyított stabil izotópos karakteréről. A méréseket Dr. Demény Attila végezte el a Magyar Tudományos Akadémia Geokémiai Kutatólaboratóriumában, Budapesten. A méréssel kapcsolatos módszertani rész az ő szóbeli közlésein alapul. A mintaelőkészítés során ügyeltem arra, hogy mállás által nem felülbélyegzett, utólagos kalcit érkitöltéstől, limonit anyagú foltoktól mentes minták

kerüljenek feldolgozásra, vagyis a kapott eredményeket az esetünkben érdektelen hipergén folyamatok ne befolyásolják. A teljes kőzet mintákat achátmozsárban őrltem meg, a stabil izotópos összetétel (a $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ és a $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ arányok meghatározása) McCrea (1950) standard módszerével, Finnigan MAT delta S tömegspektrométerrel történt. Az izotóparányokat a PDB (Pee Dee Belemnite) standardhez viszonyítva fejeztük ki. A megismételt mérések reprodukálhatósága jobb volt, mint $\pm 0,1$ ezrelék.

A mérések eredményeit az V. táblázatban mutatom be (ld. Függelék) és a 11., 12., 13. ábrán ábrázolom.

Összefoglalva az alábbiak állapíthatók meg:

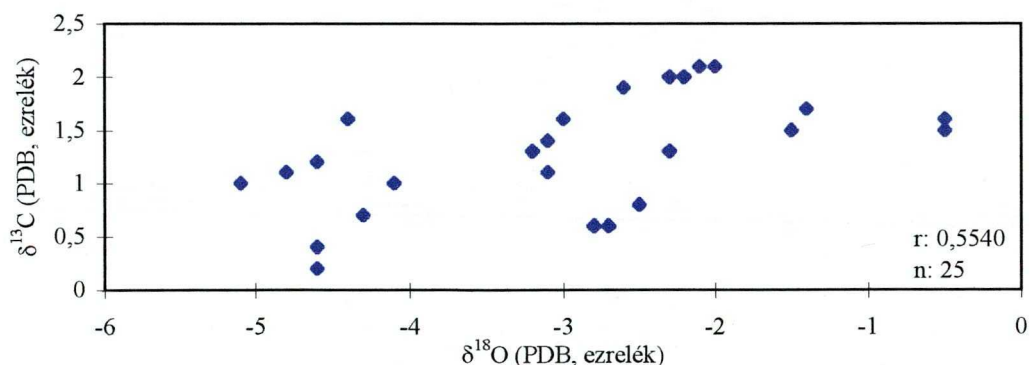
(1) Adott rétegpáron belül a CaCO_3 -gazdag réteg mindig nehezebb izotóposan (mind szénre, mind oxigénre nézve), mint a CaCO_3 -szegény réteg.

(2) A $\delta^{13}\text{C}$ és a $\delta^{18}\text{O}$ értékek gyenge pozitív korrelációt mutatnak.

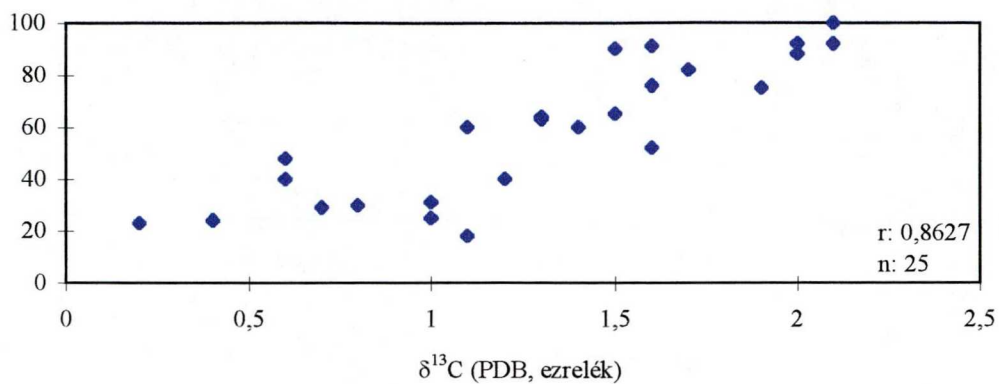
(3) A $\delta^{13}\text{C}$ és a $\delta^{18}\text{O}$ értékek erősebb pozitív korrelációt mutatnak a minták CaCO_3 tartalmával, vagyis a CaCO_3 -ban gazdagabb rétegek izotóposan általában is nehezebbek, nem csak adott rétegpáron belül vizsgálva.

(4) A $\delta^{13}\text{C}$ és a $\delta^{18}\text{O}$ értékek a pelágikus régióknak megfelelő értéket mutatják.

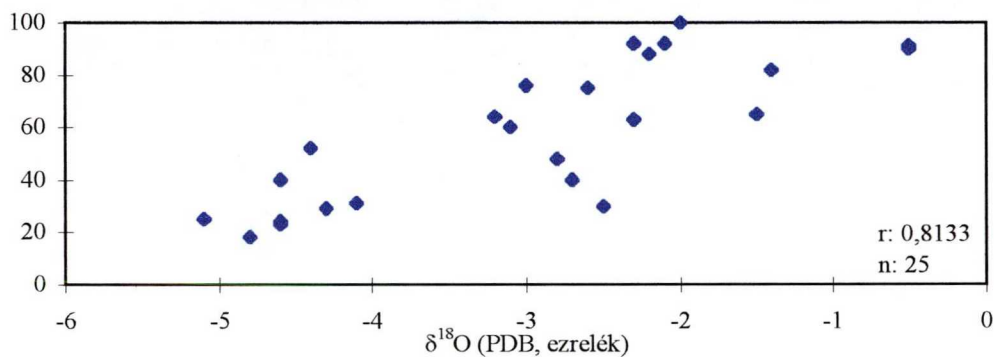
11. ábra: A minták $\delta^{13}\text{C}$ értékei a $\delta^{18}\text{O}$ értékek függvényében



12. ábra: A minták CaCO₃-tartalma (%) a δ¹³C értékek függvényében



13. ábra: A minták CaCO₃-tartalma (%) a δ¹⁸O értékek függvényében



8.2 A mérési eredmények értelmezése

Arthur és társai (1984, 1986) szerint az állandó sarki jégsapkától mentes Földön periodikus klímaváltozások következhetnek be a besugárzás, az evaporáció, a szélrendszerek és a csapadék változásainak következtében. Ezek a változások óceáni méretűek is lehetnek, de megnyilvánulnak a lokális üledékgyűjtők szedimentációjában is, elsősorban a terrigén behordásnak, a víztömegek termohalin rétegződésének, a vízfelszíni produktitásnak, a fenékvíz cirkulációjának és oxigénellátottságának megváltozásában. Ezek a változások jól követhetők a stabil izotópos összetétel alakulásának figyelembevételével.

A zömmel meszes fossziliákból felépülő kőzet szénizotópos összetétele annak a vízben oldott szén-dioxidnak a változásait tükrözi, amelyből az élőlények kiválasztották mészvázukat. Mivel a vizsgált minták dominánsan pelágikus alakokból állnak, ez azt jelenti, hogy a szedimentáció idején az eufotikus övben uralkodó viszonyokról kaphatunk

adatokat. A szén izotóparányait meghatározó legfontosabb tényező a produktivitás, amit a rendelkezésre álló tápanyagok mennyisége befolyásol. Az eufotikus öv rendszerint jól mozgatótt, jól oxidált vízében a nutriensek mennyisége szinte mindig elegendő ahhoz, hogy a produktivitással összhangban ^{13}C -ben gazdagodott felszíni tengervíz alakuljon ki (Berger és Vincent, 1986). Azokban az időszakokban tehát, amikor a megnövekedett produktivitás a jellemző, a plankton szervezetek nagy $\delta^{13}\text{C}$ értékkel jellemezhető mészvázat választanak ki az eufotikus öv vizéből. Ez szerepel Thunell és társai (1991), Bellanca és társai (1995, 1996) valamint Bartolini és társai (1996) modelljeiben is, melyek pelágikus rétegsorok ritmicitását értelmezik. Ugyanezen szerzők hangsúlyozzák, hogy a Radiolariák megnövekedett gyakorisága is a megnövekedett produktivitást jelzi. A földtörténet bizonyos időszakaiban (összefüggésben a légköri CO_2 mennyiségének, a globális szén-ciklusnak a megváltozásával) jelentős változás észlelhető a tengeri karbonátos kőzetek szénizotópos összetételében globális méretekben. Az ilyen eltolódások függetlennek bizonyultak a mért minták diagenetikus jellemzőitől és a kérdéses rétegsorok produktivitásától is (Marshall és Brenchley, 1998; Pancost és társai, 1998).

Problémaként merülhet fel a diagenézis, amely átírhatja a stabil izotópos összetételt. Emrich és társai (1970), Raiswell (1987), Ricken és Eder (1991) véleménye szerint az üledékes karbonát szénizotópos összetétele kevésbé érzékeny a diagenetikus felülbélyegzésre, mint az oxigén, mert a szén mennyisége a pórusvíz rezervoárban kicsi és mert diagenetikus hőmérsékleti tartományban az oldott bikarbonát és a CaCO_3 közötti izotópos frakcionáció nagyon kis mértékű.

Teljes kőzet minták $\delta^{18}\text{O}$ értékei a biogén elegyrészek, az elsődleges mikrites mátrix, valamint a diagenézis során kialakult cement $\delta^{18}\text{O}$ értékeit tükrözik. Utóbbi - mivel a diagenézis során a pórusvízből válik ki - jelentősen eltorzítja a mészvázak eredeti, a tengervíz hőmérsékletét tükröző oxigénizotópos összetételét, eltolva azt a negatív értékek felé. Hasonlóképp, alacsony $\delta^{18}\text{O}$ értékkel jellemezhető a kis szalinitású, vagy magas hőmérsékletű vízből kikristályosodott kalcit (Matter, 1974; Matter és társai, 1975; Scholle, 1977; Cook és Egbert, 1983). Einsele és társai (1991) szerint a pelágikus mészkő/márga ritmusok esetében a diagenézis elmosza a rétegpárokon belüli oxigénizotópos összetételbeli különbséget.

Számos tanulmány foglalkozik a Föld jégmentes időszakaiban képződött rétegsorok anyagának oxigénizotópos elemzésével (Weissert és társai, 1979; de Boer,

1983; Kauffman, 1988). Ezek szerint a diagenezisen kívül két folyamat van, ami döntően meghatározza oxigénizotópos összetételüket:

(1) A felszíni tengervíz hőmérsékletének ingadozása. Nyilvánvaló, hogy az óceán felszíni hőmérsékletének alakításában nemcsak az atmoszféra hőmérsékletében és cirkulációjában beállott közvetlen változások vesznek részt, hanem (sok területen döntő mértékben) a medence cirkulációs viszonyainak változásai is. Ebben az esetben az intenzív feláramlási (upwelling) zónákban oxigénizotóposan nehéz fenékvíz kerül az eufotikus övbe, így a vázkat kiválasztó szervezetek ezt az izotópos összetételt öröklik.

(2) A felszíni tengervíz sótartalmának ingadozásai. Barron (1986), Kauffman (1988), de Boer (1991) szerint a jégsapkamentes időszakokban (így a jura során is) a tengervíz sűrűségi viszonyainak alakulásában a szalinitás szerepe hangsúlyosabb volt, mint napjainkban; az óceánok fenékvize nemcsak a hőmérsékleti hanem a szalinitási különbség miatt volt sűrűbb és oxigénizotóposan nehezebb a felszíni víztömegeknél. A száraz klímájú területeken és periódusokban a felszíni vizek bepárlódása intenzívebb cirkulációhoz és feláramláshoz vezetett, míg csapadékos, kiegyenlített klíma esetén (összefüggésben az édesvíz szárazulatokról történő intenzívebb beáramlásával) könnyen gyenge cirkuláció, stagnáló fenékvíz és kis produktivitás alakult ki a medencékben.

Adatainkkal összhangban az alábbi megállapítások tehetők:

(1) A nagy $\delta^{13}\text{C}$ értékkel jellemezhető karbonátdús rétegek keletkezése idején feltehetően nagyobb plankton produktivitás volt az eufotikus övben, mint a kis $\delta^{13}\text{C}$ értékkel jellemezhető karbonátszegény rétegek anyagának leülepedése idején. Ez összhangban van a mikrofácies vizsgálatok során megfigyelt Radiolaria gyakorisággal is.

(2) Arthur és Dean (1991) szerint -2,5- -4,5 ezrelék között alakulhatott a jégsapkamentes időszak tengervizének $\delta^{18}\text{O}$ értéke. Ez jó egyezést mutat a vizsgált minták értékeivel. Feltételezhető, hogy a mért oxigénizotóp arányok közel állnak a szedimentáció idején uralkodó értékekhez.

(3) A karbonátdús rétegek anyaga oxigénizotóposan nehezebb. Amennyiben a ritmicitást kialakító domináns tényező a diagenezis lenne, akkor éppen fordított trendet kellene tapasztalnunk. A diagenetikus hatás ellen szól a rétegpárokon belüli 1,5-2,5 ezrelékes különbség az oxigénizotópok között, hisz a diagenzis kiegyenlíteni, csökkenteni törekszik ezeket a különbségeket. A mikrofácies kép és több minta relatív alacsony ($\leq -4,0$

ezrelék) $\delta^{18}\text{O}$ értéke arra utal, hogy a diagenezis részt vett a rétegek izotópos képezés alakításában, de nem lehetett meghatározó tényező a ritmicitás kialakításában.

(4) Sokkal valószínűbb, hogy a rétegpárok kialakulása idején változott a felszíni tengervíz hőmérséklete és/vagy szalinitása, mégpedig úgy, hogy alacsonyabb hőmérséklet és/vagy nagyobb szalinitás volt jellemző a karbonátdús félrétegpárok kialakulása idején. Ez a változás kapcsolatban lehetett a medence cirkulációs rendszerének megváltozásával, a feláramlás intenzívebbé válásával. A stabil izotópos adatok alapján nem zárható ki az sem, hogy a klimatikus viszonyok közvetlenül változtatták meg a felszíni tengervíz szalinitását és/vagy hőmérsékletét az inszoláció és az evaporáció megváltozásán keresztül.

9. Fő- és nyomelem geokémia

A biogén üledékeknek és üledékes kőzeteknek a geokémiai (mindenekelőtt nyomelem geokémiai) vizsgálata széles teret nyert az utóbbi évtizedek szakirodalmában egyrészt a tengervíz kémiai változásainak (Elderfield, 1990; Dymond és társai, 1992; Filipelli és Delaney, 1996), másrészt a biogén szedimentáció környezeti faktorainak (Schmitz, 1987; Yamamoto, 1987; Murray és társai, 1991, 1992; Sundaraman és társai, 1993; Fagel és társai, 1997; Zwolsman és társai, 1997; Reynard, 1998), továbbá tengeri üledékes rétegsorok ritmicitásának és ciklicitásának (Lyle és társai, 1988; Abouchami és társai, 1997) a modellezésében.

A Püspökszentlászló II. és a Kecskegyőr, útbevágás szelvényének hat szegmenséből gyűjtöttem teljes kőzet mintákat PIXE analízis céljára (14. ábra). A PIXE méréseket Dr. Szabó Gyula és Dr. Borbélyné Kiss Ildikó végezte Debrecenben, a Magyar Tudományos Akadémia Atommagkutató Intézetében.

A 45 darab pormintát 1 mm vastagságú, 10 mm átmérőjű tablettákba préselték. A gerjesztés 2 MeV energiájú protonszugárással, 5 MeV gyorsítófeszültséggel történt, Van de Graaff gyorsító igénybevételeivel. Egy mintát 20 percen keresztül 1 és 10 nA közötti erősségű, 5 mm átmérőjű sugárnyalábbal bombáztak. A kapott spektrumokat a PIXYKLM programcsomaggal értékelték ki (Szabó és Borbély-Kiss, 1993). A készülék kalibrálásáról és technikai részleteiről Borbély-Kiss és társai (1985) valamint Szabó és Borbély-Kiss (1993) ad információkat.

A táblázatokban megadott szórási értékek tartalmazzák a mérési körülmények és a RTG-spektrum fitteléséből származó statisztikai hibákat. A Si(Li) detektor

tulajdonságaiból, a mintán belüli, valamint a szűrőn történő RTG-sugárzás elnyeléséből és a proton sugárnyaláb lassulásából származó eltéréseket elméletileg számították. A mért elemek rendszámától függő hibák szisztematikusak és csak becsülhetők, a koncentráció értékek 10-15%-nál kisebbek (Szabó, 1998, szóbeli közlés).

A fő- és nyomelem adatokat az VI. és a VII. táblázatban foglaltam össze. A VIII. táblázat tartalmazza az általánosan használt elemarányokat (ld. Függelék). Mindkét táblázatban "1.átlag" alatt soroltam fel a karbonátdús, "2.átlag" alatt a karbonátszegény félrétegpárokból származó minták adatait. A nagy szórású mintákat vastag számokkal jelöltem. Az adatok korrelációs mátrixát a IX. táblázat mutatja be (ld. Függelék). Nem tüntettem fel azokat a mérési eredményeket, melyek esetében a kapott adat kimutatási határ közelében, vagy alatta volt. Az eredmények statisztikai értékeléséhez Dowdy és Wearden (1983) táblázatait használtam fel.

9.1 A főelem geokémiai mérések eredményei

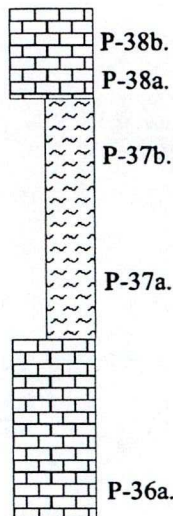
Néhány főelem esetében nemcsak %-ban, hanem ppm-ben is megadom a mért koncentráció értékeket, mert több vonatkozó ábra esetében technikailag egyszerűbb és szemléletesebb a ppm-ben való ábrázolás. A szélső koncentráció értékek mögötti zárójelben a konkrét minta sorszáma szerepel.

A SiO_2 értékek 6,63 (P-24b) és 62,69% (P-36a) között változnak. A karbonátdús minták átlaga 29,58%, a karbonátszegényeké 48,47%. Feltűnő, hogy néhány mészkő minta (P-26b 59,68%, P-34c 49,80%, P-36a 62,69%, K-23 57,54%) magasabb SiO_2 értéket mutat, mint a karbonátszegény minták átlaga.

Az Al_2O_3 értékek 0,76 (P-34a és K-54b) és 37,79% (P-36a) között ingadoznak. Átlaguk a karbonátdús félrétegpárokból származó mintákra 5,06%, a karbonátszegényekből származókra 7,94%. Hangsúlyozandó, hogy a 45-ből 6 mérés eredménye nem elegendő pontosságú. Két minta kimagaslóan magas Al_2O_3 értéket mutat (P-36a 37,79%, K-23 13,79%).

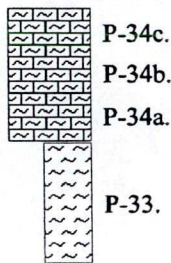
A TiO_2 értékek 0,02% (257 ppm, K-1a) és 0,41% (4078 ppm, K-59) között alakulnak. Átlagos értékek karbonátdús rétegekre 0,11% (1124 ppm), karbonátszegény rétegekre 0,26% (2607 ppm). 3 TiO_2 adat nem elegendő pontosságú.

nincs minta (0,12 m)

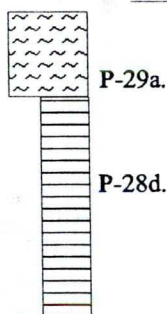


B

nincs minta (0,8 m)

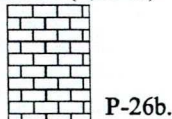


nincs minta (1,46 m)

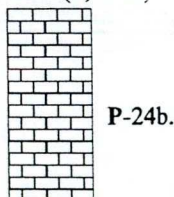


A

nincs minta (0,15 m)

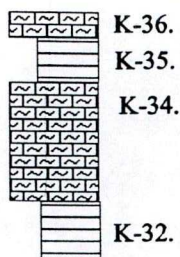


nincs minta (0,61 m)



50 cm

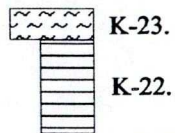
nincs minta (1,46 m)



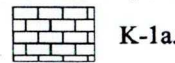
nincs minta (0,36 m)



nincs minta (1,20 m)



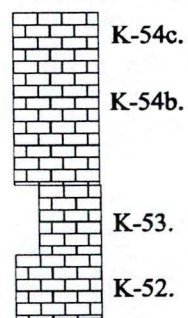
nincs minta (7,17 m)



nincs minta (6,52 m)

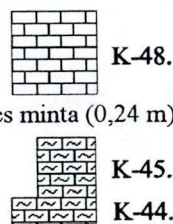
D

nincs minta (0,30 m)



F

nincs minta (1,02 m)



E

Jelmagyarázat:

P-33. mintaszám

agyagmárga

márga

méשמárga

mész, agyagos mész

C

14. ábra:

A Püspökszentlászló II. és a Kecsegyúr, útbevágás vizsgált szegmenseinek litológiai oszlopa

A CaO legmagasabb mért értéke 55,25% (P-24b), a legalacsonyabb 13,64% (P-37a). Átlagos érték a karbonátdús mintákra 39,20%, a karbonátszegényekre 23,24%.

A K₂O adatok 0,29%-tól (2944 ppm, P-34b) 3,43%-ig (34280 ppm, K-59) ingadoznak. Átlagaik 0,8% (8010 ppm) és 1,75% (17550 ppm) a karbonátdús és a karbonátszegény mintákra.

A Fe_{TOT} értékei 0,4%-tól (4045 ppm, K-48) 2%-ig (20160 ppm, K-59) ingadoznak. Átlaga a karbonátdús mintákra 0,85% (8516 ppm), a karbonátszegényekre 1,42% (14255 ppm).

9.2 A főelem geokémiai adatok értelmezése

Mivel a vizsgált kőzetek kevert karbonátos-sziliciklasztos litológiájúak, legnagyobb koncentrációban (1) a kalcitot és (2) a terrigén frakciót - mindenekelőtt kvarcot és agyagásványokat - alkotó elemeket találjuk.

A szilícium két fő forrása a biogén opál és az aluminoszilikát anyag. Lényeges, hogy pozitívan korrelál a titánnal ($r=0,700$, $n=25$), ami jelzi a Si-tartalmú terrigén fázisok hozzájárulását a Si eloszlásához. 99%-os konfidenciaszinten ez a korreláció kicsi, ami jelzi, hogy más tényező is befolyásolja ennek az elemnek az előfordulását. A mikrofácies vizsgálatok szerint számos minta tartalmaz nagy mennyiségben kovavázú ősmaradványokat (Radiolariákat és kovaszivacsstüket), melyek anyaga nem kristályosodott át. Ez lehet az oka a néhány karbonátdús réteg kimagaslóan nagy SiO₂ tartalmának, valamint a fentebb említett korreláció értékének.

Általánosan a terrigén frakcióhoz kapcsolódó másik két elem az alumínium és a titán. A két elem valamelyikével történő normalizálást előszeretettel használják a terrigén komponens kifejezésére tengeri üledékekben és üledékes kőzetekben (Murray és társai, 1991, 1993, Murray és Leinen, 1996). CaCO₃-dús biogén üledékekben azonban az alumínium egy része a biogén frakcióhoz kötődik (Murray és társai, 1993, Murray és Leinen, 1996). Figyelemreméltó, hogy az Al és a Ti közötti igen gyenge a kapcsolat ($r=0,414$, $n=25$), ami az Al eloszlásában a terrigén elegyrészeken kívül más tényezőt jelez. Így esetünkben az alumínium-normalizálás nem optimális. Hasonlóan, az Al/(Al+Fe+Mn) arányt (Bellanca et al., 1996) sem, vagy csak nagy óvatossággal használhatjuk a mintában lévő terrigén komponens arányának a becslésére. Az

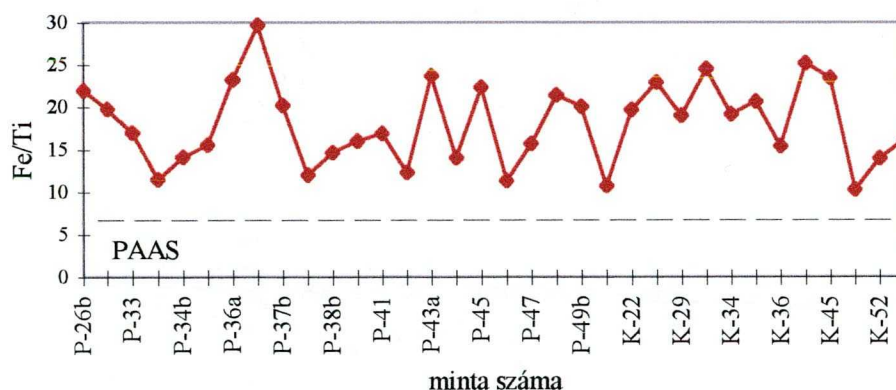
alumíniumtól eltérően a titán esetében nem ismert semmiféle bioaffinitás, így ezt az elemet használtam a teljes kőzet minták terrigén sziliciklasztos komponensének reprezentálására.

A kalcium eloszlását leginkább befolyásoló tényező a minták kalcit-tartalma. Ezt nemcsak a karbonátdús és karbonátszegény félrétegpárok átlagos CaO értékei (39,20%, illetve 23,24%), hanem a kalcium és a titán közötti negatív korreláció ($r=-0,835$, $n=25$) is jelzi.

Karbonátos üledékes kőzetekben a kálium fő hordozója az agyagásvány frakció. Esetünkben a K_2O koncentrációinak átlaga 0,8% a karbonátdús, 1,75% a karbonátszegény félrétegpárookra. Ez, valamint a titánnal való kitűnő pozitív korreláció ($r=0,956$, $n=25$), azt sugallja, hogy a K_2O eloszlásában valóban a szilikátanyag játsza a főszerepet.

A vas értékei jó korrelációt mutatnak a titánnal ($r=0,952$, $n=25$) és a káliummal ($r=0,935$, $n=25$) ami azt jelzi, hogy ezen elem fő forrása a terrigén frakció lehet. Mindazonáltal a Fe/Ti arány gyenge pozitív korrelációt mutat a Ca-mal ($r=0,721$, $n=25$) és több minta esetében szignifikáns vas-többlet mutatkozik az utóbbi években leggyakrabban hivatkozott referencia értékekhez, a PAAS értékeihez viszonyítva (Post-Archaean Australian Shale, Taylor és McLennan, 1985) (15. ábra).

15. ábra: A Fe/Ti hányados alakulása



Ez valamilyen más, nem közvetlenül a terrigén szilikátokhoz kapcsolódó forrást feltételez, ami minden bizonnyal a tengervíz (Murray és Leinen, 1993). A többlet vas másik hordozója a szabad szemmel is látható limonit és hematit, melyek zömmel pirit utáni pszeudomorfózák anyaga, illetve a pirit átalakulási terméke, ami (összhangban az ichnofosszília együttes diverzitásának alakulásával) a reaktív vas diagenetikus

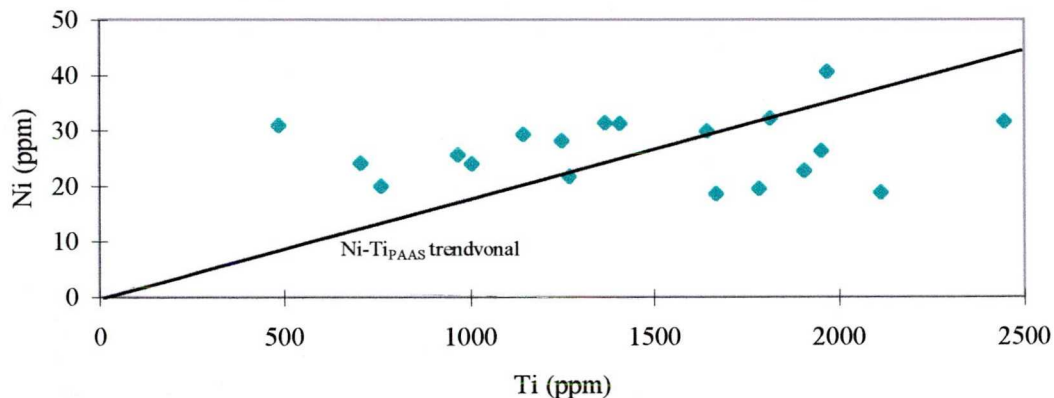
dúsulásának lehetőségét jelzi (Berner, 1981; Morse és társai, 1987; Huerta-Diaz és Morse, 1992; Luther és Morse, 1998; Lyons és társai, 1998).

9.3 A nyomelem geokémiai mérések eredményei és értelmezésük

Tengeri üledékes kőzetekben a nyomelemeknek két forrása van: a klasztikus anyag és a tengervíz. A tengervíz-eredetű frakció szintén kétféle eredetű lehet, egy része a tengeri szervezetek vázába épül, másik része szerves, vagy szervesetlen szemcsékhez fizikai, vagy kémiai úton kötődve kerül ki a vízoszlopból. A terrigén törmelékes forrást a titánnal, a fő litogén elemmel való viszony jelzi.

A nikkell koncentrációinak alakulása (16.ábra) nem tér el lényegesen az átlagos shale (PAAS, Taylor és McLannan, 1985) trendvonalától, továbbá a korreláció a Ni és a Ti között erősen pozitív ($r=0,870$, $n=19$).

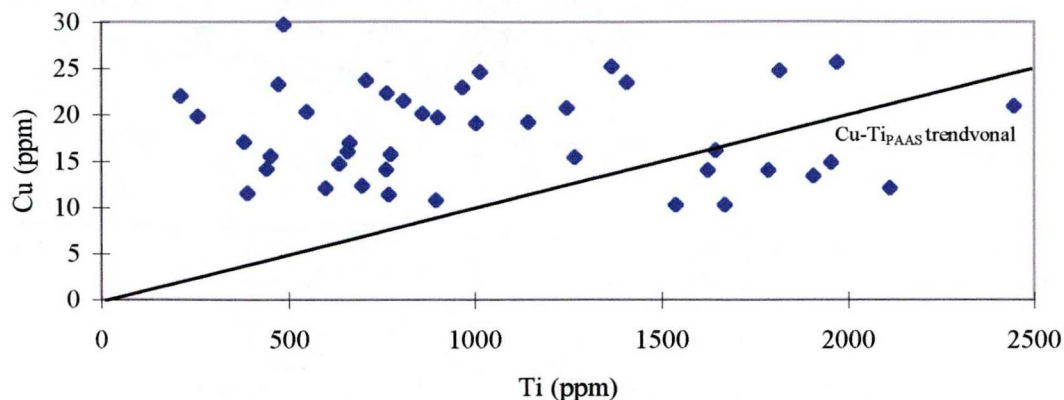
16. ábra: A Ni tartalom alakulása a Ti tartalom függvényében



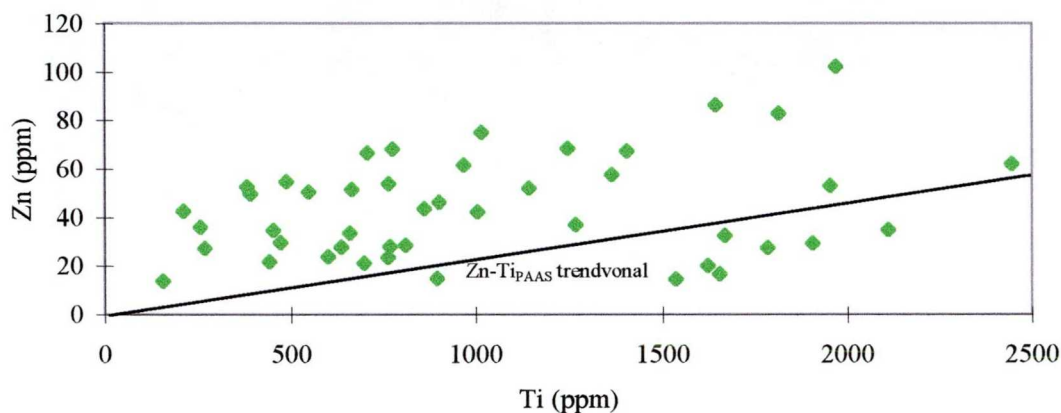
Számos szerző beszámol a nikkell más nyomelemekhez (pl. a vanádiumhoz) viszonyított kisebb edoxérzékenységről (Lewan, 1983; Shaw és társai, 1990; Sundaraman és társai, 1993). A Ni-koncentrációk alakulása azt jezi, hogy ennek az elemnek a fő forrása litogén; direkt, vagy biogén közvetítésű tengervíz-eredetű nikkeltöbblet nem mutatható ki.

A Cu (17.ábra), a Zn (18.ábra), a V (19.ábra) és a Sr (20.ábra) értékei azonban lényegesen magasabbak az átlagos shale értékeinél. Ezen elemek esetében a tengervízből (közvetlenül, biogén közvetítéssel) származó fölös, nem terrigén fémtartalommal számolhatunk.

17. ábra: A Cu tartalom alakulása a Ti tartalom függvényében



18. ábra: A Zn tartalom alakulása a Ti tartalom függvényében

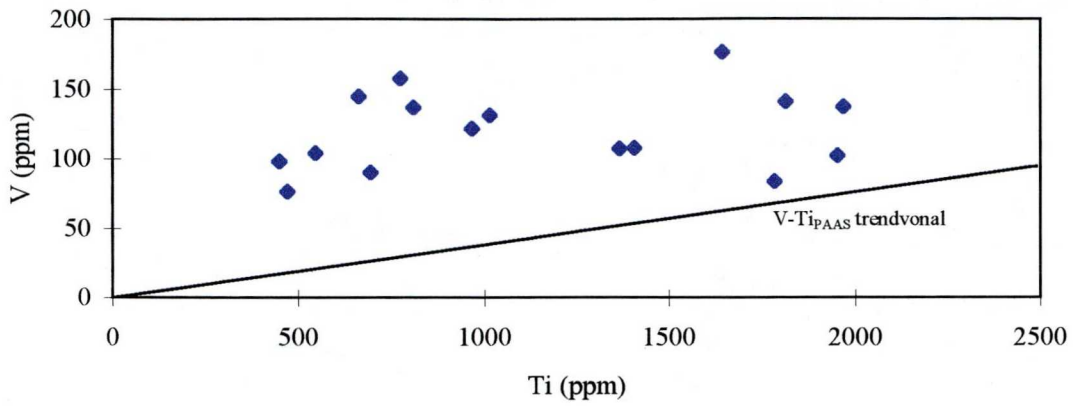


A vanádium kis értékeket mutat a karbonátdús rétegekben (átlag = 102 ppm), míg valamivel nagyobb koncentrációban fordul elő a karbonátszegény intervallumokban (átlag = 137 ppm). A többi nyomelem (Cu, Zn) hasonló módon viselkedik: relatív többletet mutat a karbonátban szegényebb félrétegpárokban. (21. ábra). A vanádium értékek nem korrelálnak sem az Al-mal ($r = -0.233$, $n = 16$), sem az $Al/(Al+Fe+Mn)$ hányadossal ($r = 0.357$, $n = 16$), de gyenge pozitív korrelációt mutat a titán koncentrációival ($r = 0.707$, $n = 16$). A vanádium “fölös” (nem terrigén) mennyiségben van jelen az átlagos shale V koncentrációihoz viszonyítva. A vanádium oldhatóságát természetes vizekben és kiválását a tengervízből a redox viszonyok, adszorpciós és komplexképző folyamatok befolyásolják, erősen kötődik szerves komplexekhez és biogén szemcséken is adszorbeálódhat (Norman és de Deckker, 1990; Breit és Wanty, 1991). Ez kihangsúlyozódik anoxikus környezetben, ahol a V redukált, V (IV) formában van jelen. A lebomló biogén szemcsékből a V mobilizálódhat a diagenezis során oxikus feltételek mellett; diszoxikus és anoxikus

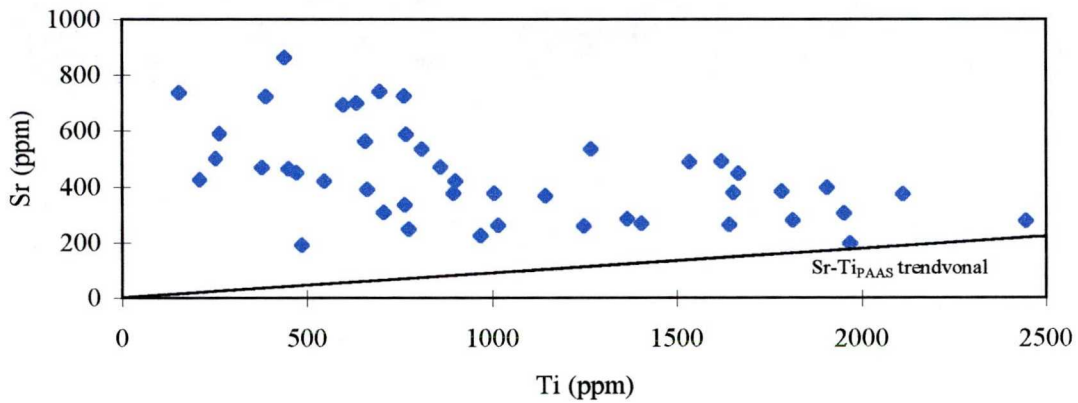
viszonyok között azonban jóval kevésbé mobilis. Így a V együtt a Cu-zel és a Zn-kel diszoxikus és anoxikus viszonyok között dúsul (Shaw és társai, 1990). A Zn és a Cu koncentrációja (max. érték 102 és 30 ppm) lényegesen nagyobb, mint amit az aluminoszilikát forrás megmagyarázhat. Ezen kívül a cink és a réz koncentrációi lényegesen különböznek egyazon rétegpáron belül is (21. ábra). A nem detritális réz és cink legnagyobb valószínűséggel szerves komplexekhez kötődve, vagy autigén szulfidok formájában dúsul az üledékben (Huerta-Diaz és Morse, 1992; Piper, 1994). Fluktuáló mintázatuk pedig az aljzat redox állapotában beállt ingadozásokat jelzi oly módon, hogy oxidatív feltételek között a rezet és cinket hordozó szerves komplexek felbomlottak, a mobilis állapotban lévő fémionok pedig a pórusvízbe migrálhattak. Diszoxikus viszonyok között azonban (amit a karbonátszegény rétegek reprezentálnak) kevésbé mobilis állapotban maradhattak és feldúsulhattak az üledékben (Norman és de Deckker, 1990; Shaw és társai, 1990; Marchitto és társai, 1998). A cink esetében lényeges, hogy ez az elem, jó korrelációt mutat a titánnal ($r=0.920$ $n=25$), így szabályszerűen ingadozó eloszlását a szelvényben meg lehetne magyarázni pusztán a terrigén beszállítás ingadozásaival. Azonban az átlagos shale adatokhoz viszonyított cink koncentráció a fém részben tengervíz-eredetét sugallja a minták anyagában.

A PAAS értékekhez viszonyítva a minták kis Rb (koncentrációk 19 és 58 ppm között alakulnak; átlag 36 és 45 ppm a karbonátdús és a karbonátszegény mintákra; Rb a PAAS-ben = 80 ppm) és nagy Sr (értékei 190 és 862 ppm között változnak; átlag 508 és 321 ppm a karbonátdús és a karbonátszegény mintákra; Sr a PAAS-ben = 160 ppm) koncentrációval jellemezhetők. A Sr a kalcit kristályrácsában a Ca pozíciói helyén gyakori helyettesítő elemként szerepel. Ezt tükrözi a Sr/Ti arány is (22. ábra). A többlet stroncium tehát nyilvánvalóan biogén közvetítéssel, a mészvázú élőlények élettevékenysége révén került az üledékbe.

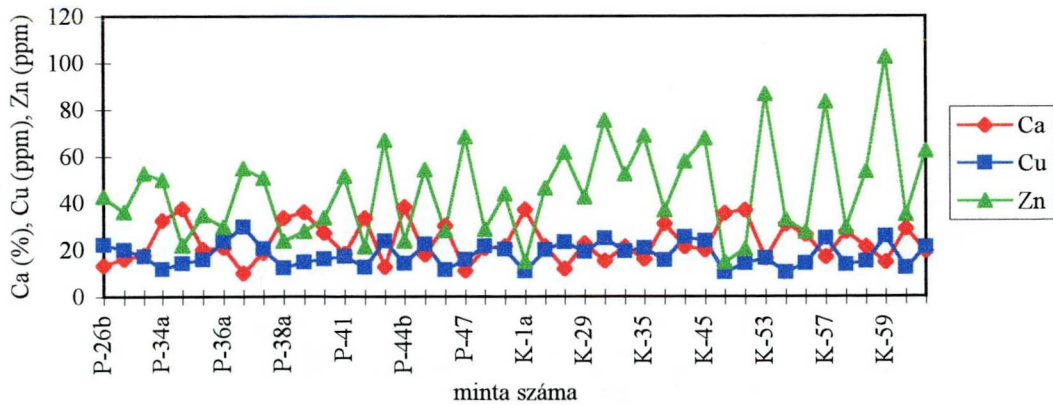
19. ábra: A V tartalom alakulása a Ti tartalom függvényében



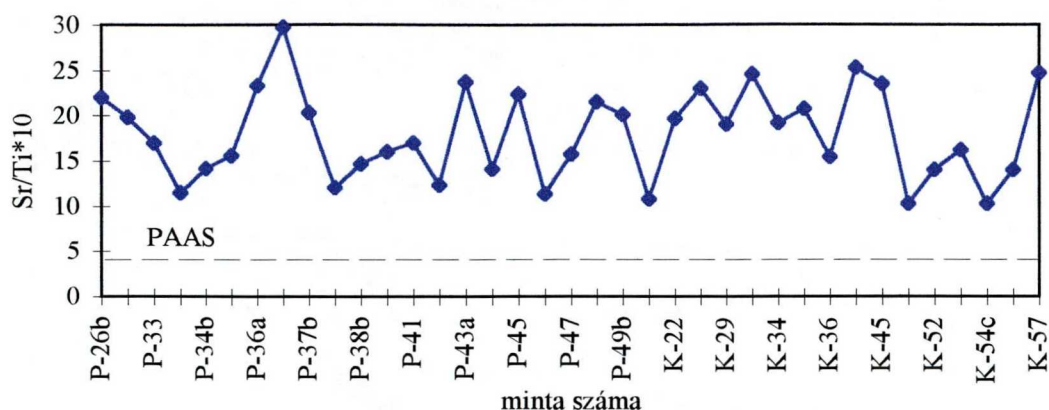
20. ábra: A Sr tartalom alakulása a Ti tartalom függvényében



21. ábra: A Ca, a Cu és a Zn koncentrációjának alakulása

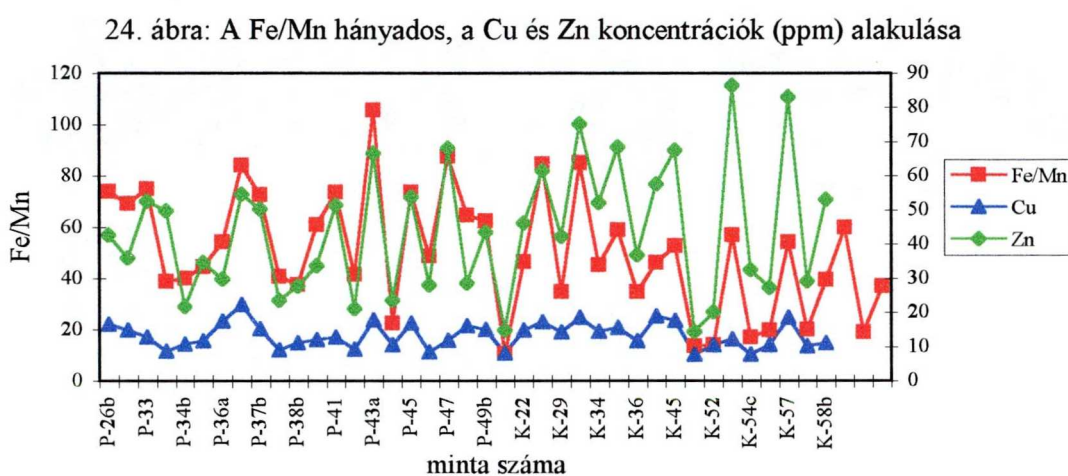
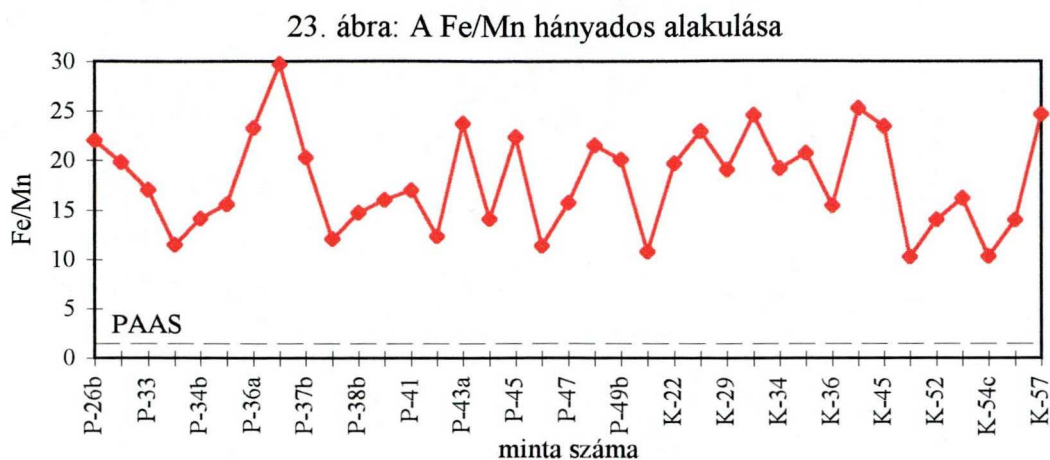


22. ábra: A Sr/Ti hányados alakulása



A MnO koncentrációk értékei 141 és 638 ppm között alakulnak. Átlaguk a karbonátban gazdag rétegekre (347 ppm) lényegesen nagyobb, mint a karbonátszegény rétegek koncentrációiból kapott átlag (288 ppm).

A mangán nagy érzékenysége a redox viszonyok változásaira jól ismert (Dromgoole és Walter, 1990; Gobeil és társai, 1997). Változó redox feltételekkel jellemzett hemipelágikus üledékekben alacsony Eh-jú körülmények között a mangán a pórusvízben dúsul fel és elmigrál az üledékből. A felszabaduló Mn^{2+} ionok ezt követően advekción és/vagy diffúzió révén oxigénnel jobban ellátott környezetbe migrálnak, ahol beléphetnek a kalcit rácsába, esetenként hidroxidok formájában kicsapódhatnak (Jacobs és társai, 1985; Landing és Bruland, 1987). Így a mangán mennyiségének fluktuációja a redox viszonyokban végbemenő változásokat jelzi. A nagy Fe/Mn értékek gyengén, közepesen redukáló közeget jeleznek (Saager és társai, 1989; Dolonec, 1998). Ugyanennek a hányadosnak a redox-érzékeny nyomelemekkel való párhuzamos alakulása az aljzatviszonyok redox állapotában beállt változásokat jelzi a vizsgált minták keletkezése idején (23., 24. ábra).

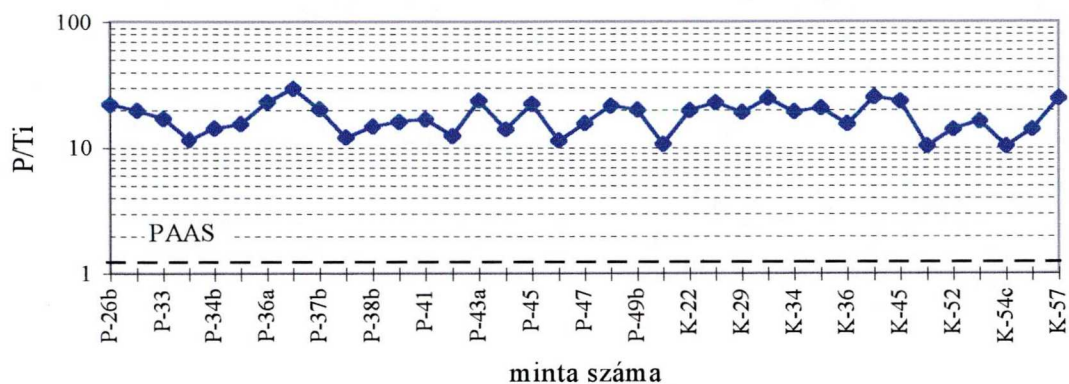


A foszfor koncentrációjának 1012 ppm-nél van a minimuma (P-33) és 8739 ppm-nél van a maximuma (P-44b). Átlaga 5150 és 2428 ppm a karbonátdús és a karbonátszegény félrétegpárokra.

A foszfor mennyiségét a tengeri üledékekben a biogén fázisokhoz kötődő anyag határozza meg (Froelich és társai, 1982; Murray és Leinen, 1993) és így általában a nagy produktivitású felszíni vizek alatti üledékben dúsul (Froelich és társai, 1982; Bishop, 1988; Fisher és társai, 1991; Mattenberger és társai, 1998). A P jól korrelál a Ca-mal ($r=0.870$), és nem korrelál a terrigén behordást jelző Ti-nal ($r= -0.679$). A P/Ti hányados alakulása szerint (25.ábra) a foszfor csak egy kis mennyisége magyarázható az agyagásványokon való adszorpcióval; jelentős része minden bizonnyal karbonátapitit fázishoz kapcsolódik, amelyet eredetileg a kova- és

mészvázú szervezetek választottak ki és építettek be szilárd anyagukba (Bishop, 1988). A szállító közeg (az opál és a kalcit) részben visszaoldódott az aljzaton, a foszfortartalmú fázisokat mintegy oldási maradékként hátrahagyva (Froelich et al., 1982; Murray and Leinen, 1993). A foszfor mennyiségének ingadozása így minden bizonnyal a produktivitás változásait jelzi.

25. ábra: A P/Ti hányados alakulása



10. Összefoglalás

A Komlói Mészmárga Formációt alkotó kőzetek ritmikus karakterének kialakításában döntően elsődleges folyamatok vettek részt. A diagenézis csak felülbélyegezte ezt a képet, amit (1) a mikrofáciesben hiányzó primer oldódási bélyegek és (2) az oxigénizotópos adatok sugallnak. Az autociklikus folyamatok közül ritkán előforduló nefeloid felhők átülepítő szerepe nem zárható ki (1) néhány karbonátban gazdag minta mikrofáciesképében kimagaslóan nagy hányadban szereplő self-eredetű elemek jelenléte és (2) a kaolinit ezekhez való kapcsolódása miatt.

A karbonátban gazdag félrétegpárok keletkezése idején oxigénnel jól ellátott aljzattal számolhatunk, amit kifejez (1) az átható bioturbáció és a diverz ichnofosszília együttes, (2) a Fe/Mn paraméter, és (3) a redox érzékeny nyomelemek relatíve kis koncentrációja.

Ugyanekkor megemelkedett bioproduktivitást és nagyobb szalinitású, vagy hidegebb felszíni tengervizet kell feltételeznünk ezen félrétegpárok leülepedése idején (1) a biogén Si nagy mennyisége, (2) a mikrofácies képben megfigyelhető plankton diverzitás, (3) a nagy $\delta^{13}\text{C}$ értékek, (4) a P koncentrációja, és (5) a nagy $\delta^{18}\text{O}$ értékek alapján.

A bioproduktív megemelkedésének és az aljzat jó oxigénellátottságának ugyanazon oka lehetett, úm. a medence intenzív cirkulációja.

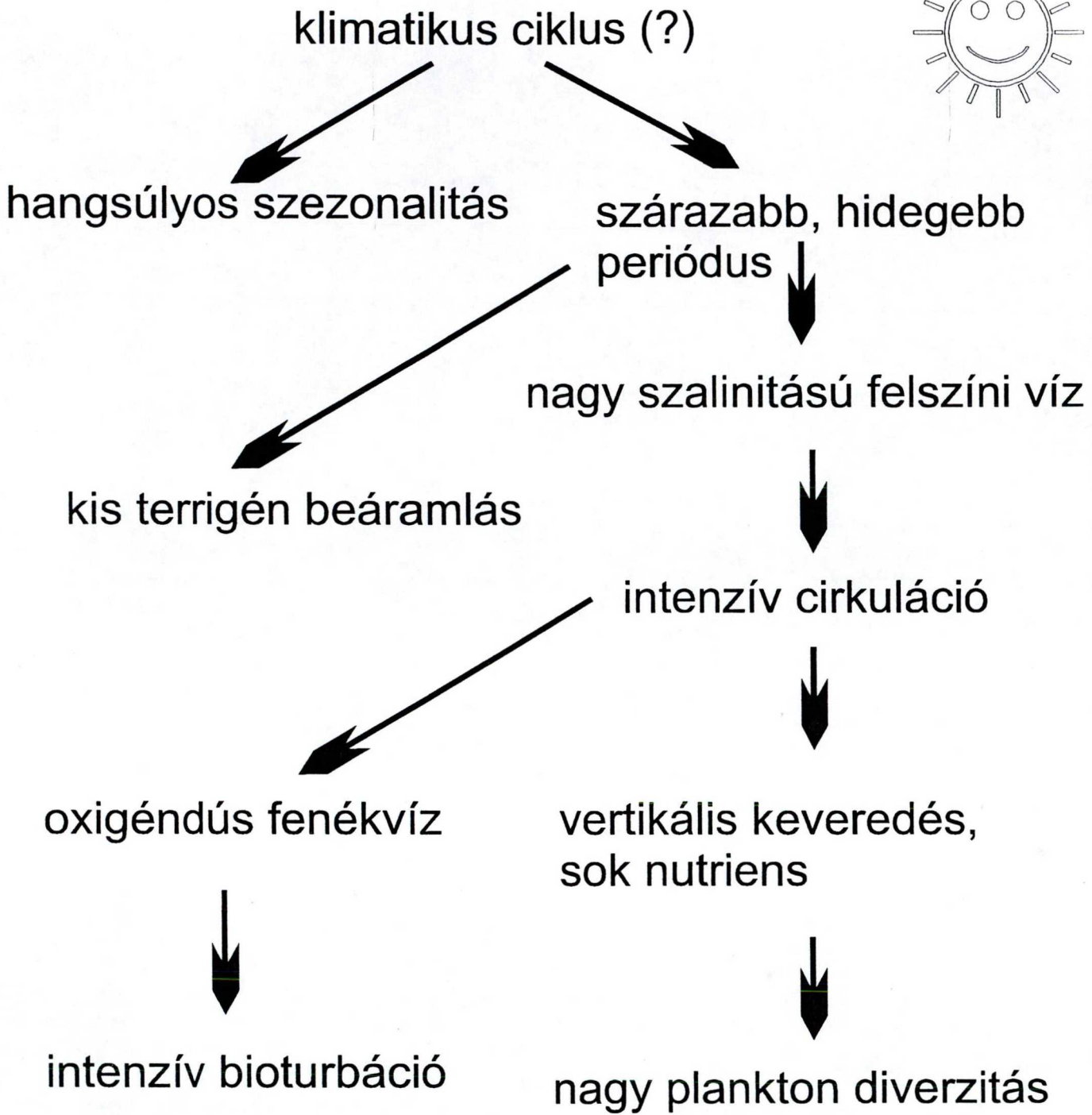
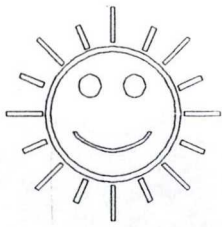
A karbonátban szegény félrétegpárok jellemzői ezzel szemben az aljzat rosszabb oxigénellátottságát jelzik, úm. (1) a gyengébb bioturbáció és a kevésbé változatos ichnofosszília együttes, (2) a Fe/Mn paraméter magas értéke, és (3) a redox érzékeny nyomelemek megemelkedett koncentrációja. Ez a koncentráció - összehasonlítva az átlagos shale adatokkal - nem magyarázható tisztán terrigén eredettel.

Az eufotikus övben uralkodó bioproduktívitas kisebb mértékű, a felszíni víztömegek kisebb szalinitásúak, vagy melegebbek voltak ezen karbonátszegény félrétegpárok keletkezése idején (1) a biogén Si kis mennyisége, (2) a mikrofácies képben a Radiolariák lényegesen kisebb aránya, (3) a kicsi $\delta^{13}\text{C}$ értékek, (4) a kisebb P koncentrációk, és (5) a kicsi $\delta^{18}\text{O}$ értékek alapján.

A bioproduktivitás lecsökkenésének és az aljzat rosszabb oxigénellátottságának oka a medence gyengébb vízcirkulációja lehetett, amely így nutriensekben kevésbé gazdag fenékvizet juttatott az eufotikus övbe.

A rétegpárok ciklikus mintázatú szerveződése minden bizonnyal klimatikus változásokat jelez. Az agyagásvány-spektrum illit/szmektit dominanciája változó csapadékmennyiségű, monszun-szerű klímát jelez a lehordási területen, ami összhangban van a korábbi klímamodellekkel. A száraz periódusokban kevés terrigén anyagot szállíthattak a folyók, ugyanakkor a magas sótartalmú felszíni vizek intenzív cirkulációt gerjesztettek a medencében bőséges fenékvízfeláramlást, nutriens-utánpótlást és megemelkedett plaktonproduktivitást eredményezve. Ezzel párhuzamosan az aljzat oxigénellátottsága is jó volt. A karbonátban gazdag rétegpárok keletkezésének oka a megnövekedett bioproduktivitás és a lecsökkent terrigén behordás lehetett (26. ábra). A csapadékban gazdagabb klímaperiódusokban megemelkedhetett a folyók által az üledékgyűjtőbe szállított terrigén anyag mennyisége és relatíve lecsökkenhetett a felszíni vizek szalinitása. Ez stagnáló cirkulációt, kisebb intenzitású feláramlást, rossz nutriensutánpótlást, végső soron a plankton produktivitásának lecsökkenését, az aljzat oxigénellátottságának rosszabbá válását eredményezhette. Ezekben az időszakokban keletkezhetnek a karbonátban szegényebb félrétegpárok (27. ábra).

A feltételezett klimatikus változások frekvenciája a pontos szedimentációs ráta ismerete nélkül nem adható meg. Nagyon felületes és szigorúan csak első közelítésnek tekinthető becslést azonban adhatunk. A Komlói Mészmárga Formáció átlagos vastagsága 232 méter a Kisújvári medencében (Vadász, 1935; Forgó és társai, 1966). Rétegtanilag a felső-toarcitól a felső-bajóciig terjed, ami mintegy 10 millió éves időtartamot jelent. Ez 2-2,5 cm/1000 éves (kompakció utáni) üledékképződési sebességre enged következtetni. Ez az adat összevetve az egyes rétegpárok átlagos vastagságviszonyaival, a 21 000 éves precessziós ciklus jelenlétét sejteti a klímaváltozások ható okai között.



mésziszap lerakódás



agyagos iszap lerakódás

27.ábra: A csapadékos klímaperiódusok idején ható folyamatok sémája

Köszönetnyilvánítás

Első helyen szeretnék köszönetet mondani Szüleimnek, akik lehetővé tették számomra, hogy egyetemi tanulmányokat folytathassak és doktori témámon dolgozhassak.

Molnár Sándornak és Szónoky Miklósnak azért mondok köszönetet, mert megismertették velem a geológia alapjait és még jobban megszerettették velem ezt a tudományt.

Megkülönböztetett köszönetet mondok Szederkényi Tibor professzor úrnak, aki felhívta a figyelmemet a Mecsek geológiájára, megismertetett a geokémia szépségével és a benne rejlő lehetőségekkel; diplomamunkám idején témavezetőként, doktori munkám alatt alprogramvezetőként rendkívül sok segítséget, tanácsot kaptam, nagyon sokat tanultam tőle.

Szeretném megköszönni a József Attila Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani, valamint Föld- és Őslénytani Tanszékén tevékenykedő valamennyi oktatónak, kutatónak, barátaimnak hogy segítettek. Nélkülük ez a munka nem születhetett volna meg. Külön szeretném megköszönni Bertalan Ákosnak, Hetényi Magdolnának, Kiss Jenőnek, Pál Molnár Elemérnek, Pápay Lászlónénak, Schubert Félixnek, M. Tóth Tivadarnak ezt a segítséget.

Az Eötvös Loránd Tudományegyetem valamennyi oktatójának megköszönöm, hogy egyetemi hallgatóként és azután is átvehettem tudásuk egy szeletét, megtanítottak a geológia iránti tiszteletre és többen közülük életre szóló példaképet nyújtottak számomra. Külön szeretném megköszönni Csontos Lászlónak, Dódony Istvánnak, Fodor Lászlónak, Galács Andrásnak, Haas Jánosnak, Harangi Szabolcsnak, Kovács Sándornak, Monostori Miklósnak, Péro Csabának, Szakmány Györgynek, Sente Istvánnak, hogy PhD ösztöndíjas éveim alatt számos, szakterületükhöz kapcsolódó problémám megoldásában segítettek.

Nagyon köszönöm a Veszprémi Egyetem Föld- és Környezettudományi Tanszéke munkatársainak, hogy befogadtak és biztosították annak a lehetőségét, hogy befejezzem munkámat. Köszönöm azt a sok segítséget, amit elsősorban a geokémiai problémák megoldásához adtak.

Megköszönöm a Magyar Állami Földtani Intézet geológusainak, Vető Istvánnak, Viczián Istvánnak, hogy segítettek és tanulhattam tőlük.

Köszönettel tartozom a Magyar Tudományos Akadémia debreceni Atommagkutató Intézetében dolgozó Borbélyné Kiss Ildikónak és Szabó Gyulának a PIXE mérések elvégzéséért. Demény Attilának, a Magyar Tudományos Akadémia Geokémiai Kutatólaboratóriuma kutatójának a stabil izotópos mérések elvégzéséért mondok köszönetet.

Ich bedanke mich bei den Geologen der Geologischen Bundesanstalt Hans Egger, Harald Lobitzer, Wolfgang Schnabel für alles, was ich von ihnen lernen können. Ebendeswegen danke ich Rainer Brandner, Werner Resch, Volkmar Stiegl, Werner Tessadri an der Universität Innsbruck.

Az Osztrák-Magyar Akció Alapítvány kuratóriumának, döntéshozóinak megköszönöm ausztriai ösztöndíjas útjaim finanszírozását.

Végül, de nem utolsósorban megköszönöm Varga Andreának, hogy mellém állt, támaszt nyújtott és végig hitt munkám sikerében.

Irodalom

1. Abouchami, W., Goldstein, S. L., Galer, S. J. G., Eisenhauer, A., Mangini, A. (1997): Secular changes of lead and neodymium in central Pacific seawater recorded by a Fe-Mn crust. *Geochim. Cosmochim. Acta* **61.**, 3957-3974.
2. Altaner, S., Ylagan, R. F. (1997): Comparison of structural models of mixed-layer illite/smectite and reaction mechanisms of smectite illitization. *Clays and Clay Mins.* **45/4.**, 517-533.
3. Arthur, M. A., Dean, W. E., Bottjer, D. J., Scholle, P. A. (1984): Rhythmic bedding in mesozoic-cenozoic pelagic carbonate sequences: the primary and diagenetic origin of Milankovitch-like cycles. In: Berger, A., Imbrie, J., Hays, J., Kukla, G., Saltzman, B. (szerk.) : *Milankovitch and climate*. NATO series C126, I. Reidel, Dordrecht, 191-222.
4. Arthur, M. A., Bottjer, D. J., Dean, W. E., Fischer, A. G., Hattin, D. E., Kauffman, E. G., Pratt, L. M., Scholle, P. A. = ROCC Group (1986): Rhythmic bedding in Upper Cretaceous pelagic carbonate sequences: Varying sedimentary response to climatic forcing. *Geology* **14.**, 153-156.
5. Arthur, M. A., Dean, W. E. (1991): An holistic geochemical approach to cyclomania: examples from Cretaceous pelagic limestone sequences. In: Einsele, G., Ricken, W., Seilacher, A. (szerk.): *Cycles and events in stratification*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York. 126-166.
6. Barrera, E., Keller, G. (1994): Productivity across the Cretaceous/Tertiary boundary in high latitudes. *Geol. Soc. Am. Bull.* **106.**, 1254-1266.
7. Barron, E. J. (1986): Physical oceanography: a status report. In: Hsü, k.J. (szerk.): *Mesozoic and Cenozoic oceans*. Am. Geophys. Union Geodyn. Ser. **15.**, 1-9.
8. Bartolini, A., Baumgartner, P. O., Hunziker, J. (1996): Middle and Late Jurassic carbon stable-isotope stratigraphy and radiolarite sedimentation of the Umbria-Marche Basin (Central Italy). *Eclogae geol. Helv.* **89/2.**, 811-844.
9. Beerbower, J. R. (1964): Cyclothems and cyclic depositional mechanisms in alluvial plain sedimentation. In: Merriam, D. F. (szerk.): *Symposium on cyclic sedimentation*. Kansas
10. Bellanca, A., Di Stefano, P., Neri, R. (1995): Sedimentology and isotope geochemistry of Carnian deep-water marl/limestone deposits from the Sicani Mountains, Sicily:

Environmental implications and evidence for planktonic source of lime mud.

Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol. **114.**, 111-129.

11. Bellanca, A., Claps, M., Erba, E., Masetti, D., Neri, R., Premoli Silva, I., Venezia, F. (1996): Orbitally induced limestone/marlstone rhythms in the Albian-Cenomanian Cison section (Venetian region, northern Italy): sedimentology, calcareous and siliceous plankton distribution, elemental and isotope geochemistry. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.* **126.**, 227-260.
12. Berger, A., Vincent, E. (1986): Deep-sea carbonates: Reading the carbon isotope signal. *Geol. Rdsch.* **75/1.**, 249-269.
13. Berger, A., Imbrie, J., Hays, J., Kukla, G., Saltzman, B. (szerk.) (1984): Milankovitch and climate. NATO series C126, I, II. Reidel, Dordrecht, 895 old.
14. Berner, R. A. (1981): Authigenic mineral formation resulting from organic matter decomposition in modern sediments. *Fortschr. Min.* **59.**, 117-135.
15. Beudant, F. S. (1822): Voyage minéralogique et géologique en Hongrie, pendant l'année 1818. 1-4. Paris.
16. Beudant, F. S. (1825): Mineralogische und geognostische Reise durch Ungarn im Jahre 1818. Leipzig. 597 old.
17. Biscaye, P. E. (1965): Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **76.**, 803-832.
18. Bishop, J. K. B. (1988): The barite-opal-organic carbon association in oceanic particulate matter. *Nature* **332.**, 341-343.
19. Borbély-Kiss, I., Koltay, E., László, S., Szabó, Gy., Zolnai, L. (1985): Experimental and Theoretical Calibration of a PIXE Setup for K and L-Rays. *Nucl. Instr. And Meth. In Phys. Res.* **B12.**, 496-504.
20. Boyd, R., Huang, Z., O'Connell, S. (1994): Milankovitch cyclicity in Late Cretaceous sediments from Exmouth Plateau off northwest Australia. *Spec. Publs Int. Ass. Sediment.* **19.**, 145-166.
21. Böckh, J. (1880-81): Adatok a Mecsek hegység és dombvidéke jurakorbeli lerakódásának ismeretéhez. I-II. *Ért. a term. tud. köréből.* 10-11.
22. Böckh, J., Hofmann, K., Matyasovszky, J. (1880-1888): Pécs és Szegszárd vidéke. Magyarország dunántúli területének földtani térképe, 1:144 000. MÁFI Térképtár.

23. Brand, U. (1989): Global climatic changes during the Devonian-Mississippian: stable isotope biogeochemistry of brachiopods. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.* **75.**, 311-329.
24. Breit, G. N., Wanty, R. B. (1991): Vanadium accumulation in carbonaceous rocks: A review of geochemical controls during deposition and diagenesis. *Chem. Geol.* **91.**, 83-97.
25. Bromley, R. G., Ekdale, A. A. (1984): *Chondrites*: a trace fossil indicator of anoxia in sediments. *Science* **224.**, 872-874.
26. Causros, J., Altaner, S. P. (1998): Characterization of mixed-layer illite-smectite from bentonites using microscopic, chemical, and X-ray methods: Constraints on the smectite-to illite transformation mechanism. *Am. Min.* **83.**, 762-774.
27. Chamley, H. (1967): Possibilités d'utilisation de la cristallinité d'un minéral argileux (illite) comme témoin climatique dans les sédiments récents. *C. R. Acad. Sci.* **265.**, 184-187.
28. Chamley, H. (1989): *Clay Sedimentology*. Springer Verlag, Berlin, New York, 623 old.
29. Chamley, H., Debrabant, P. (1984): Paleoenvironmental history of the North Atlantic region from mineralogical and geochemical data. *Sedim. Geol.*, **40.**, 151-167.
30. Chandler, M. A., Rind, D., Ruedy, R. (1992): Pangean climate during the Early Jurassic: GCM simulations and the sedimentary record of paleoclimate. *Geol. Soc. Am. Bull.* **104.**, 543-559.
31. Chermak, J. A., Rimstidt, J. D. (1990): The hydrothermal transformation of kaolinite to muscovit/illite. *Geochim. Cosmochim. Acta* **54.**, 2979-2990.
32. Cook, H. E., Egbert, R. M. (1983): Diagenesis of deep-sea carbonates. In: Larsen, G., Chilingar, G. V. (szerk.): diagenesis in sediments and sedimentary rocks. 2. Dev. in *Sedimentology* **25B**, 213-288.
33. Cornides, I., Császár, G., Haas, J., Jocháné Edelényi, E. (1979): Oxigén izotópos hőmérséklet mérések a Dunántúl mezozóos képződményeiből. *Földt. Közl.* **109.**, 101-110.
34. Császár, G., Haas, J. (szerk.) (1983): Magyarország litosztratigráfiai formációi. MÁFI, Budapest.
35. de Boer, P. L. (1983): Aspects of Middle Cretaceous pelagic sedimentation in S Europe. *Geol. Ultraiectana* 31., 112.

36. de Boer, P. L. (1991): Pelagic black shale-carbonate rhythms: Orbital forcing and oceanographic response. In: Einsele, G., Ricken, W., Seilacher, A. (szerk.): *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York. 63-78.
37. Dolonec, T. (1998): Some peculiarities of Mn distribution in the Adriatic Sea. Goldschmidt Conference Toulouse 1998, Abstract Vol. 401-402.
38. Dott, R. H. Jr. (1988): An episodic view of shallow marine clastic sedimentation. In: de Boer, P. L., van Gelder, A., Nio, S. D. (szerk.): *Tidal-influenced sedimentary environments and facies*. Reidel, Dordrecht. 3-12.
39. Dowdy, S., Wearden, S. (1983): *Statistics for research*. John Wiley and Sons. New York, Chichester, Brisbane, Toronto, Singapore. 537 old.
40. Drits, V. A., Salyn, A. L., Sucha, V. (1996): Structural transformations of interstratified illite-smectites from Dolná Ves hydrothermal deposits.: Dynamics and mechanisms. *Clays and Clay Mins.* **44.**, 181-190.
41. Drits, V. A., Srodon, J., Eberl, D. D. (1997): XRD measurement of mean crystallite thickness of illite and illite/smectite: reappraisal of the Kübler index and the Scherrer equation. *Clays and Clay Mins.* **45/3.**, 461-475.
42. Dromgoole, E. L., Walter, L. M. (1990): Iron and manganese incorporation into calcite: Effects of growth kinetics, temperature and solution chemistry. *Chem. Geol.* **81.**, 311-336.
43. Duff, P. M., Hallam, A., Walton, E. K. (szerk.) (1967): *Cyclic sedimentation*. (Developments in sedimentology 10) Elsevier, Amsterdam. 280 old.
44. Dunham, R. J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *AAPG Mem.* **1.**, 108-121.
45. Dunkl, I. (1992): A Kelet-Mecsek hőtörténete és kiemelkedése a fission track adatok tükrében - előzetes tanulmány. *Ált. Földt. Szemle* **26.**, 163-168.
46. Dymond, J., Suess, E., Lyle, M. (1992): Barium in deep-sea sediment: A geochemical proxy for paleoproductivity. *Paleoceanog.* **7.**, 163-181.
47. Eberl, D. D., Srodon, J., Kralik, M., Taylor, B. E., Peterman, Z. E. (1990): Ostwald ripening of clays and metamorphic minerals. *Science* **248.**, 474-477.
48. Einsele, G. (1982): Limestone-marl cycles (periodites): diagnosis, significance, causes - a review. In: Einsele, G., Seilacher, A. (szerk.) (1982): *Cyclic and event stratification*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York. 8-53.

49. Einsele, G., Seilacher, A. (szerk.) (1982): Cyclic and event stratification. Springer, Berlin, Heidelberg, New York. 536 old.
50. Einsele, G., Ricken, W., Seilacher, A. (1991): Cycles and Events in Stratigraphy - Basic concepts and terms. In: Einsele, G., Ricken, W., Seilacher, A. (szerk.): Cycles and Events in Stratigraphy. Springer, Berlin, Heidelberg, New York. 3-19.
51. Elderfield, H. (1990): Tracers of ocean paleoproductivity and paleochemistry: An introduction. *Paleoceanog.* 5., 711-717.
52. Elliott, W. C., Matisoff, G. (1996): Evaluation of kinetic models for the smectite to illite transformation. *Clays and Clay Mins.* 44/1., 77-87.
53. Emrich, K., Ehhalt, D. H., Vogel, J. C. (1970): Carbon isotope fractionation during the precipitation of calcium carbonate. *Earth and Plan. Sci. Lett.* 8., 363-371.
54. Erba, E., Premoli Silva, I. (1994): Orbitally driven cycles in trace-fossil distribution from the Piobbico core (late Albian, central Italy). *Spec. Publs Int. Ass. Sediment.* 19., 211-225.
55. Fagel, N., André, L., Debrabant, P. (1997): Multiple seawater-derived geochemical signatures in Indian oceanic pelagic clays. *Geochim. Cosmochim. Acta* 61., 989-1008.
56. Filippelli, G. M., Delaney, M. L. (1996): Phosphorus geochemistry of equatorial Pacific sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60., 1479-1495.
57. Fischer, A. G., Schwarzacher, W. (1984): Cretaceous bedding rhythms under orbital control? In: Berger, A., Imbrie, J., Hays, J., Kukla, G., Saltzman, B. (szerk.) (1984): *Milankovitch and climate*. NATO series C126, I, II. Reidel, Dordrecht, 163-176.
58. Fisher, N. S., Guillard. R. R. I., Bankston D. C. (1991): The accumulation of barium in marine phytoplankton grown in culture. *J. Mar. Res.* 49., 339-354.
59. Flügel, E. (1982): *Microfacies analysis of limestones*. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York. 633 old.
60. Fogarasi, A. (1995): Ciklussztratigráfiai vizsgálatok a gerecsei krétában: előzetes eredmények. *Ált. Földt. Szemle* 27., 43-58.
61. Folk, R. L. (1959): Practical petrographical classification of limestones. *AAPG Bull.* 43/1., 1-38.

62. Forgó L., Moldvay L., Stefanovits P., Wein Gy. (1966): Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatahoz. L-34-XIII. Pécs. Budapest.
63. Földi, M., Hetényi, R., Nagy, I., Bilik, I., Hámor, G. (1977): Magyarázó a Mecsek hegység földtani térképéhez, 10 000-es sorozat. Hosszúhetény-É. MÁFI kiadvány, Budapest.
64. Főzy, I., Lantai, Cs., Schlemmer, K. (1985): A Pliensbachian-Lower Cretaceous profile at Zobákpuszta, Mecsek Mts., Hungary. *Ann. Univ. Sci. Budapest, Sect. Geol.* **25.**, 97-115.
65. Friedman, I., O'Neil, J. R. (1977): Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. In: *Data of Geochemistry 6th*. Geol. Surv. Prof. Paper 440-KK.
66. Froelich, P. N., Bender, M. L., Luedtke, N. A., Heath, G. R. (1982): The marine phosphorous cycle. *Amer. J. Sci.* **282.**, 474-511.
67. Fülöp, J. (1989): Bevezetés Magyarország geológiájába. Akadémiai Kiadó, Budapest. 246 old.
68. Galács, A. (1984): Jurassic of Hungary: a review. *Acta Geol. Hung.* **27 (3-4)**, 359-377.
69. Géczy, B. (1972): A jura faunaprovinciák kialakulása és a mediterrán lemeztektonika. *MTA X. Oszt. Közl.* **5/3-4.**, 297-311.
70. Géczy, B. (1973a): Lemeztektonika és paleogeográfia a kelet-mediterrán mezozoós térségben. *MTA X. Oszt. Közl.* **6/1-4.**, 219-225.
71. Géczy, B. (1973b): Plate tectonics and paleogeography in the East-Mediterranean Mesozoic. *Acta Geol. Hung.* **17.**, 421-428.
72. Gobeil, C., Macdonald, R. W., Sundby, B. (1997): Diagenetic separation of cadmium and manganese in suboxic continental margin sediments. *Geochim. et Cosmochim. Acta* **61/21.**, 4647-4654.
73. Grossman, E. L., Zhang, C., Yancey, T. E. (1991): Stable-isotope stratigraphy of brachiopods from Pennsylvanian shales in Texas. *Geol. Soc. Am. Bull.* **103.**, 953-965.
74. Grossman, E. L., Mii, H., Yancey, T. E. (1993): Stable-isotopes in Late Pennsylvanian brachiopods from the United States: Implications for Carboniferous paleoceanography. *Geol. Soc. Am. Bull.* **105.**, 1284-1296.

75. Haas, J. (1982): Facies analysis of the cyclic Dachstein Limestone Formation (Upper Triassic) in the Bakony Mountains. *Facies* **6.**, 75-84.
76. Haas J. (1994): Magyarország földtana, Mezozoikum. Egyetemi jegyzet. Budapest. 119 old.
77. Haas, J., Császár, G., Kovács, S., Vörös, A. (1990): Evolution of the western part of the Tethys as reflected by the geologic formations of Hungary. *Acta Geod. Geoph. Mont. Hung.* **25.**, 325-344.
78. Hallam, A. (1984): Continental humid and arid zones during the Jurassic and Cretaceous. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.* **47.**, 195-223.
79. Hallam, A., Grose, J. A., Ruffell, A. H. (1991): Palaeoclimatic significance of changes in clay mineralogy across the Jurassic-Cretaceous boundary in England and France. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.* **81.**, 173-187.
80. Hauer, F. (1870): Geologische Übersichtskarte der Österreich-Ungarischen Monarchie. B1. 7. Ungarisches Tiefland. Das Gebirge von Fünfkirchen. *Jahrb. d. k. u. k. Geol. Reichsans.* **4.** Wien.
81. Hetényi, R. (1958): Jelentés az Ófalu-Zengővárkony területén végzett földtani munkálatokról. MÁFI Adattár.
82. Hetényi, R. (1959): Mecsekhegységi Singödör-völgyi dogger szelvény. MÁFI Adattár
83. Hetényi, R. (1964a): A Mecsek hegység részletes földtani vizsgálata. MÁFI Évi Jel. 1961-ről (1), 15-20.
84. Hetényi, R. (1964b): A Mecsekhegység és a Villányi-hegység mezozoikuma a középső liásztól. Kirándulásvezető a Magyar-Jugoszláv geológustalálkozó résztvevői számára. Budapest.
85. Hetényi, R. (1966): A mecseki középső-liász tagolása. MÁFI Évi Jel. 1964-ről, 23-29.
86. Hetényi, R. (1968): A Mecsek hegység részletes és átfogó földtani vizsgálata az összefoglalás szakaszában. MÁFI Évi Jel. 1966-ról, 31-48.
87. Hetényi, R. (1969): A Mecsek hegység földtani vizsgálata 1967-ben. MÁFI Évi Jel. 1967-ről., 189-203.
88. Hetényi, R. (1978) Allgäu (Marne tachetée...). In: Fülöp, J. (szerk.): *Lexique Stratigr. Intern.* I. 9. Hongrie, 48-49. Paris.
89. Hetényi R. (1996): Komlói Mészmárga Formáció. In: Gyalog L. (szerk.): A földtani térképek jelkulcsa és a rétegtani egységgel rövid leírása, 109-110. MÁFI, Budapest.

90. Hillier, S., Mátyás, J., Matter, A., Vasseur, G. (1995): Illite/smectite diagenesis and its variable correlation with vitrinite reflectance in the Pannonian Basin. *Clays and Clay Mins.* **43/2.**, 174-183.
91. Hoffman, J., Hower, J. (1979): Clay mineral assemblages as low grade metamorphic geothermometers: Application to the thrust faulted disturbed belt of Montana. In: Scholle, P. A., Sclager, P. S. (szerk.): *Aspects of Diagenesis.* SEPM Spec. Publ. **26.**, 55-79.
92. Hofmann, K. (1876): Mitteilungen der Geologen der k. Ungarischen Geologischen Anstalt über den Aufnahmsarbeiten in dem Jahre 1874. und 1875. *Verh. d. k. u. k. Geol. Reichsanst. Sitzungb.* (1) 22-26.
93. Hofmann, K. (1907): Adatok a pécsi hegység geológiájához. *Földtani Közlöny* **37.**, 11-116.
94. Hollander, D. J., McKenzie, J. A., Hsü, K. J. (1993): Carbon isotope evidence for unusual plankton blooms and fluctuations of surface water CO₂ in "Strangelove Ocean" after terminal Cretaceous event. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.* **104.**, 229-237.
95. Horváth, F., Vörös, A., Onuoha, K. M. (1977): Plate-tectonics of the western Carpatho-Pannonian region: a working hypothesis. *Acta Geol. Ac. Sci. Hung.* **21.**, 207-221.
96. Hower, J. (1981): Shale diagenesis. In: Longstaffe, F. J. (szerk.): *Clays and the Resource Geologist.* Min. Ass. Of Canada, Short Course Handbook **7.**, 60-80.
97. Hower, J., Eslinger, E. V., Hower, M. E., Perry, E. A. (1976): Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediments: 1. Mineralogical and chemical evidence. *Geol. Soc. Am. Bull.* **87.**, 725-737.
98. Huang, W. L. (1992): Illitic clay formation during experimental diagenesis of arkoses. In: Houseknecht, D.W., Pittman, E. D. (szerk.): *Origin, Diagenesis, and Petrophysics of Clay Minerals in Sandstones.* SEPM Spec. Publ. **47.**, 49-63.
99. Huang, W. L. (1993): The formation of illitic clays from kaolinite in KOH solution from 225°C to 350°C. *Clays and Clay Mins.* **41/6.**, 645-654.
100. Huang, W. L., Otten, G. A. (1985): Kinetics of K-mica and K-natrolite formation as a function of temperature. *Program and Abstracts, 2nd International Symposium on Hydrothermal Reactions, University Park, Pennsylvania.* 34 old.

101. Huang, W. L., Longo, J. M., Pevear, D. R. (1993): An experimentally derived kinetic model for smectite-to-illite conversion and its use as a geothermometer. *Clays and Clay Mins.* **41.**, 162-177.
102. Huerta-Diaz, M. A., Morse, J. W. (1992): Pyritization of trace metals in anoxic marine sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta* **56.**, 2681-2702.
103. Jacobs, L., Emerson, S., Skei, J. (1985): Partitioning and transport of metals across the O₂/H₂S interface in a permanently anoxic basin: Framvaren Fjord, Norway. *Geochim. Cosmochim. Acta* **49.**, 1433-1444.
104. Joachimski, M. M. (1998): Geochemical perturbations in the ocean/atmosphere system during the Middle Devonian to Viséan: the state of the art. *Goldschmidt Conference Toulouse 1998, Abstract Vol.* 717-718.
105. Joachimski, M. M., Pancost, R. D., Freeman, K. H., Ostertag-Henning, C. (1998): Compound-specific isotope analysis across the Frasnian-Famennian boundary. *Goldschmidt Conference Toulouse 1998, Abstract Vol.* 719-720.
106. Kauffman, E. G. (1988): Concepts and methods of high-resolution event stratigraphy. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* **16.**, 605-654.
107. Kázmér, M., Kovács, S. (1989): Triassic and Jurassic oceanic/paraoceanic belts in the Carpathian-Pannonian region and its surroundings. In: Šengör, A. M. C. (szerk.): *Tectonic evolution of the Tethyan region*, 77-92. Kluwer.
108. Kovács, L. (1953): A Mecsek hegység felső dogger rétegei. *MÁFI Évi Jel.* 1950-ről, 89-94.
109. Kovács, L. (1954): A Vasas, Hosszúhetény és Pécsvárad közti terület földtani leírása. *MÁFI Évi Jel.* 1953-ről (1), 197-207.
110. Kovács, L. (1964): A mecseki „középső” liász foltos mészmárga rétegtani helyzete. *Földt. Közl.* **94.**, 388-392.
111. Kovács, S. (1984): Tiszia-probléma és lemeztectonika - kritikai elemzés a koramezozóos fácieszónák eloszlása alapján. *Földt. Kut.* **27/1.**, 55-72.
112. Kutzbach, J. E., Gallimore, R. G. (1989): Pangean climates: megamonsoons of the megacontinent. *Jour. of Geophys. Research* **94.**, 3341-3357.
113. Laferriere, A. P. (1992): Regional isotopic variations in the Fort Hays Member of the Niobrara Formation, United States Western Interior: Primary signals and diagenetic

- overprinting in a Cretaceous pelagic rhythmite. *Geol. Soc. Am. Bull.* **104.**, 980-992.
114. Landig, W. M., Bruland, K. W. (1987): The contrasting biogeochemistry of iron and manganese in the Pacific Ocean. *Geochim. Cosmochim. Acta* **51.**, 29-43.
115. Lewan, M. D. (1983): Factors controlling the proportionality of vanadium and nickel in crude oils. *Geochim. Cosmochim. Acta* **48.**, 2231-2238.
116. Long, D. G. F. (1993): Oxygen and carbon isotopes and event stratigraphy near the Ordovician-Silurian boundary, Anticosti Island, Quebec. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.* **104.**, 49-59.
117. Luther III, G. W., Morse, J. W. (1998): Chemical influences on trace metal-sulphide interactions in anoxic sediments. *Goldschmidt Conference Toulouse 1998*, Abstract Vol. 925-926.
118. Lyle, M., Murray, D. W., Finney, B. P., Dymond, J., Robbins, J. M., Brooksforce, K. (1988): The record of Late Pleistocene biogenic sedimentation in the eastern tropical Pacific Ocean. *Paleoceanog.* **3.**, 39-59.
119. Lyons, T. W., Werne, J. P., Hollander, D. J., Murray, R. W., Pearson, D. g., Peterson, L. C. (1998): Biogeochemical pathways in Holocene and latest Pleistocene sediments of the anoxic Cariaco Basin: Linkages to palaeoceanographic and palaeoclimatic variability. *Goldschmidt Conference Toulouse 1998*, Abstract Vol. 931-932.
120. Magaritz, M., Holser, W. T. (1990): Carbon isotope shifts in Pennsylvanian seas. *Am. J. of Science* **290.**, 977-994.
121. Marchitto Jr., T. M., Curry, W. B., Oppo, D. W. (1998): Benthic foraminiferal Zn/Ca, a new tracer of deep water palaeocirculation. *Goldschmidt Conference Toulouse 1998*, Abstract Vol. 945-946.
122. Marshall, J. D., Brenchley, P. J. (1998): Oceanic and atmospheric changes at the end of the Ordovician: geochemical enigmas or the end of a beautiful hypothesis? *Goldschmidt Conference Toulouse 1998*, Abstract Vol. 951-952.
123. Mattenberger, Ch., Wüest, A., Sturm, M., Goudsmit, G., Barbieri, A. (1998): Redox- and mixing-dependent phosphorous fluxes in permanently density stratified anoxic natural water. *Goldschmidt Conference Toulouse 1998*, Abstract Vol. 969-970.

124. Matter, A. (1974): Burial diagenesis of pelitic and carbonate deep-sea sediments from the Arabian Sea. In: Supko, P. R., Weser, O.E. (szerk.): Init. Repts of the DSDP **23.**, 421-443. U.S. Gov. Print. Off., Washington.
125. Matter, A., Douglas, R. G., Perch-Nielson, K. (1975): Fossil preservation, biochemistry and diagenesis of pelagic carbonates from Shatsky Rise, NW Pacific. In: Gardner, J. V. (szerk.): Init. Repts of the DSDP **32.**, 891-907. U.S. Gov. Print. Off., Washington.
126. Mattioli, E. (1997): Nannoplankton productivity and diagenesis in the rhythmically bedded Toarcian-Aalenian Fiuminata section (Umbria-Marche Apennine, central Italy). *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.* **130.**, 113-133.
127. Márton, E. (1981): Tectonic implication of paleomagnetic data for the Carpatho-Pannonian region. *Earth Evol. Sci.* **1.**, 257-264.
128. McCrea, J. M. (1950): On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *J. Chem. Phys.* **18.**, 849-857.
129. Meischner, K. D. (1964): Allodapische Kalke, Turbidite in riffnahen Sedimentations-Becken. In: *Developments in Sedimentology* **3.**, 156-191.
130. Morse, J. W., Millero, F. J., Cornwell, J. C., Rickard, D. (1987): The chemistry of the hydrogen sulfide and iron sulfide systems in natural waters. *Earth Sci. Rev.* **24.**, 1-42.
131. Murray, R. W., Leinen, M. (1993): Chemical transport to the seafloor of the equatorial Pacific Ocean across a latitudinal transect at 135°W: Tracking sedimentary major, trace, and rare earth element fluxes at the Equator and the Intertropical Convergence Zone. *Geochim. Cosmochim. Acta* **57.**, 4141-4163.
132. Murray, R. W., Buchholtz ten Brink, M., R., Jones, D. L., Gerlach, D. C., Russ, G. P., III (1991): Rare earth, major, and trace elements in chert from the Franciscan Complex and Monterey Group, California: Assessing REE sources to fine-grained marine sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta* **55.**, 1875-1895.
133. Murray, R. W., Buchholtz ten Brink, M., R., Gerlach, D. C., Russ, G. P., III, Jones, D. L. (1992): Rare earth, major, and trace element composition of Monterey and DSDP chert and associated host sediment: Assessing the influence of chemical fractionation during diagenesis. *Geochim. Cosmochim. Acta* **56.**, 2657-2671.

134. Nagy, E. (1969): A Mecsek hegység alsóliász kőszénösszlete. *Földtan. MÁFI Évkönyve* **51/2.**, 245-971.
135. Nagy, I., Hámor, G., Hetényi, R., Bilik, I., Földi, M. (1978): Magyarázó a Mecsek hegység földtani térképéhez, 10 000-es sorozat. Kisújbánya. MÁFI kiadvány, Budapest.
136. Norman, M. D., de Deckker, P. (1990): Trace metals in lacustrine and marine sediments: A case study from the Gulf of Carpentaria, northern Australia. *Chem. Geol.* **82.**, 299-318.
137. Noskené Fazekas, G., Nagyné Melles, M. (1969): Meddőkőzetek és a kőszéntelepek szervesetlen ásványai. In: Nagy, E. (szerk.): A Mecsek hegység alsóliász kőszénösszlete. *Földtan. MÁFI Évkönyve* **51/2.**, 319-405.
138. Ifj. Noszky J. (1961): Magyarország jura képződményei. *MÁFI Évkönyve* **49/2.** 375-392.
139. O'Neil, J. R., Clayton, R. N., Mayeda, T. K. (1969): Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. *The J. of Chem. Phys.* **51.**, 5547-5558.
140. Pancost, R. D., Freeman, K. H., Patzkowsky, M. E. (1998): Late-Middle Ordovician environmental change: molecular and isotopic evidence from North America. *Goldschmidt Conference Toulouse 1998, Abstract Vol.* 1133-1134.
141. Paquet, H. (1970): Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens et tropicaux saisons contrastées. *Mém. Serv. Carte Géol. Alsace Lorraine* **30.**, 1-206.
142. Parham, W. E. (1966): Lateral variations of clay mineral assemblages in modern and ancient sediments. In: Gekker, K., A. Weiss (szerk.): *Proc. Int. Clay Conf.* **1.**, 135-145.
143. Parrish, J. T., Ziegler, A. M., Scotese, C. R. (1982): Rainfall patterns and the distribution of coals and evaporites in the Mesozoic and Cenozoic. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.* **40.**, 67-101.
144. Pataky, N., Józsa, S., Dunkl, I. (1982): Az ófalui Szén-völgy jura rétegsora. *Földt. Közl.* **112.**, 383-394.
145. Pelechaty, S. M., Kaufman, A. J., Grotzinger, J. P. (1996): Evaluation of $\delta^{13}\text{C}$ chemostratigraphy for intrabasinal correlation: Vendian strata of northeast Siberia. *Geol. Soc. Am. Bull.* **108.**, 992-1003.

146. Peters, K. F. (1863): Über den Lias von Fünfkirchen. Sitzungsab. d. K. Akad. d. Wiss. Math. Nat. w. Cl. **46.**, 241-293.
147. Pickering, K., Stow, D. A. V., Watson, M., Hiscott, R. (1986): Deep-water facies, processes and models: A review and classification scheme for modern and ancient sediments. *Earth-Science Reviews* **23.**, 75-174.
148. Piper, D. J. W., Stow, D. A. V. (1991): Fine-grained turbidites. In: Einsele, G., Ricken, W., Seilacher, A. (szerk.): *Cycles and Events in Stratigraphy*, 360-376. Springer Verlag, Berlin.
149. Piper, D. Z. (1994): Seawater as the source of minor elements in black shales, phosphorites and other sedimentary rocks. *Chem. Geol.* **114.**, 95-114.
150. Pollastro, R. M. (1993): Considerations and applications of the illite/smectite geothermometer in hydrocarbon-bearing rocks of Miocene to Mississippian age. *Clays and Clay Mins.* **41.**, 119-133.
151. Pratt, L. M. (1984): Influence of paleoenvironmental factors on preservation of organic matter in Middle Cretaceous Greenhorn Formation, Pueblo, Colorado. *AAPG Bull.* **68/9.**, 1146-1159.
152. Pytte, A. M., Reynolds, R. C. (1989): The thermal transformation of smectite to illite. In: Naeser, N. D., McCulloh, T. H. (szerk.): *Thermal history of sedimentary basins: Methods and case histories*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York. 133-140.
153. Raiswell, R. (1987): Non-steady state microbiological diagenesis and the origin of concretions and nodular limestones. In: Marshall, J.D. (szerk.): *Diagenesis in sedimentary sequences*. Geol. Soc. London Spec. Publ. **36.**, 41-54. Blackwell, Oxford.
154. Reynard, B. (1998): Partitioning of divalent elements between calcium carbonates and water: A solid solution model and implications for palaeoenvironmental and palaeoecological reconstructions from biogenic carbonates. *Goldschmidt Conference Toulouse 1998, Abstract Vol.* 1259-1260.
155. Reynolds, Jr., R. C., Hower, J., (1970): The nature of interlayering in mixed-layer illite-montmorillonite. *Clays and Clay Mins.* **18.**, 25-36.
156. Ricken, W. (1991): Variation of sedimentation rates in rhythmically bedded sediments: Distinction between depositional types. In: Einsele, G., Ricken, W., Seilacher, A.

- (szerk.): Cycles and events in stratification. Springer, Berlin, Heidelberg, New York. 3-19.
157. Ricken, W., Eder, W. (1991): Diagenetic modification of calcareous beds - an overview. In: Einsele, G., Ricken, W., Seilacher, A. (szerk.): Cycles and events in stratification. Springer, Berlin, Heidelberg, New York. 430-449.
158. Rischák, G., Viczián, I. (1974): Ásványtani faktorok az agyagásványok bázisreflexió intenzitásainak meghatározásához. MÁFI Évi Jel. 1972-ről, 229-256.
159. Saager, P. M., de Baar, H. J. W., Burkill, P. H. (1989): Manganese and iron in Indian Ocean waters. *Geochim. Cosmochim. Acta* **53.**, 2259-2267.
160. Savrda, C. E., Bottjer, D. J. (1986): Trace fossil model for reconstruction of paleo-oxygenation in bottom water. *Geology* **14.**, 3-6.
161. Savrda, C. E., Bottjer, D. J. (1989): Trace fossil model for reconstructing oxygenation histories of ancient marine bottom waters: application to Upper Cretaceous Niobrara Formation, Colorado. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **74.**, 49-74.
162. Savrda, C. E., Bottjer, D. J. (1994): Ichnofossils and ichnofabrics in rhythmically bedded pelagic/hemi-pelagic carbonates: recognition and evaluation of benthic redox and scour cycles. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.* **19.**, 195-210.
163. Savrda, C. E., Bottjer, D. J., Gorsline, D. S. (1984): Development of a comprehensive oxygen-deficient marine biofacies model: evidence from Santa Monica, San Pedro, and Santa Barbara basins, California continental borderland. *AAPG Bull.* **68.**, 1179-1192.
164. Savrda, C. E., Bottjer, D. J., Seilacher, A. (1991): Redox-related benthic events. In: Einsele, G., Ricken, W., Seilacher, A. (szerk.): Cycles and events in stratification. Springer, Berlin, Heidelberg, New York. 524-541.
165. Schlemmer, K. (1984): A Somberek-1 és Máriakéménd-3 mélyfúrás jura rétegsorának mikrofácies és üledékföédteni vizsgálata. Diplomamunka. ELTE Közettan-Geokémiai Tanszék.
166. Schmitz, B. (1987): Barium, equatorial high productivity, and the northward wandering of the Indian continent. *Paleoceanog.* **2.**, 63-77.
167. Scholle, P. A. (1977): Chalk diagenesis and its relation to petroleum exploration: oil from chalks, a modern miracle? *AAPG Bull.* **61.**, 982-1009.

168. Schwarzacher, W. (1975): Sedimentation models and quantitative stratigraphy. (Developments in sedimentology **19**.) Elsevier, Amsterdam. 382 old.
169. Shaw, T. J., Gieskes, J. M., Jahnke, R. A. (1990): Early diagenesis in differing depositional environments: The response of transition metals in pore water. *Geochim. Cosmochim. Acta* **54.**, 1233-1246.
170. Singer, A. (1984): The paleoclimatic interpretation of clay minerals in sediments - a review. *Earth Sci. Rev.* **21.**, 251-293.
171. Singer, A. (1988): Illite in aridic soils, desert dusts and desert loess. *Sediment. Geol.* **59.**, 251-259.
172. Środoń, J. (1980): Precise identification of illite/smectite interstratifications by X-ray powder diffraction. *Clays and Clay Mins.* **28.**, 401-411.
173. Środoń, J. (1984): X-ray powder diffraction identification of illitic materials. *Clays and Clay Mins.* **32.**, 337-349.
174. Środoń, J., Andreoli, C., Elsass, F., Robert, M. (1990): Direct high-resolution transmission electron microscopic measurement of expandability of mixed-layer illite/smectite in bentonite rock. *Clays and Clay Mins.* **38.**, 373-379.
175. Środoń, J., Elsass, F., McHardy, W. J., Morgan, D. J. (1992): Chemistry of illite-smectite inferred from TEM measurements of fundamental particles. *Clay Miner.* **38.**, 137-158.
176. Stow, D. A. V., Piper, D. J. W. (1984): Deep-water fine-grained sediments: facies models. In: Stow, D. A. V., Piper, D. J. W. (szerk.): *Fine-grained sediments: deep-water processes and facies.* 611-646.
177. Sundararaman, P., Schoell, M., Littke, R., Baker, D. R., Leythaeuser, D., Rullkötter, J. (1993): Depositional environment of Toarcian shales from northern Germany as monitored with porphyrins. *Geochim. Cosmochim. Acta* **57.**, 4213-4218.
178. Szabó, Gy., Borbély-Kiss, I. (1993): PIXYKLM Computer Package for PIXE Analyses. *Nucl. Instr. And Meth. In Phys. Res.* **B75.**, 123-126.
179. Taylor, S. R., McLennan, S. M. (1985): *The Continental Crust: Its Composition and Evolution.* Blackwell.

180. Thunell, R., Rio, D., Sproveri, R., Raffi, I. (1991): Limestone-marl couplets: origin of the Early Pliocene Trubi Marls in Calabria, Southern Italy. *J. Sed. Petrol.* **61/7.**, 1109-1122.
181. Tomita, K., Onishi, K. (1976): Clay minerals in the Shirashu "especially from the viewpoint of the collapse foreknowledge of the Shirasu cliff". *Jour. Clay Sci. Soc. Japan* **16.**, 56-62.
182. Tomita, K., Yamane, H., Kawano, M. (1993): Synthesis of smectite from volcanic glass at low temperature. *Clays and Clay Mins.* **41/6.**, 655-661.
183. Török, Á., Hajdu, L., Jeges, A. (1987) Stratigraphy of a Middle Jurassic-Lower Cretaceous sequence N of Zobákpuszta, Mecsek Mts., Hungary. *Ann. Univ. Sci. Budapest, Sect. Geol.* **27.**, 185-200.
184. Tucker, M. E., V. P. Wright (1990): Carbonate sedimentology. Blackwell Scientific Publications, Oxford, London, 482 old.
185. Vadász, E. (1912a): Földtani vázlat a Mecsekhegység keleti részéről. *Földt. Int. Évi Jel.* 1910-ről, 69-73.
186. Vadász, E. (1912b): Földtani megfigyelések a Mecsek hegységéből. *Földt. Int. Évi Jel.* 1911-ről, 67-74.
187. Vadász, E. (1914): A Zengővonulat és a környező dombvidék földtani viszonyai. *Földt. Int. Évi Jel.* 1913-ről, 336-352.
188. Vadász E. (1935): A Mecsekhegység. Magyar tájak földtani leírása. 1. Budapest.
189. Veblen, D. R. (1992): Electron microscopy applied to nonstoichiometry, polysomatism, and replacement reactions in minerals. In: Buseck, P. R. (szerk.): *Rev. Mineral.* **27.** Minerals and reactions at the atomic scale: Transmission electron microscopy. Chelsea, MI. Mineral Soc. Am. 181-229.
190. Veblen, D. R., Guthrie, G. D., Livi, K. J. T., Reynolds, R. C. (1990): High-resolution transmission electron microscopy and electron diffraction of mixed-layer illite/smectite: Experimental results. *Clays and Clay Mins.* **38.**, 1-13.
191. Velde, B. (1965): Experimental determination of muscovite polymorph stabilities. *Amer. Mineral.* **50.**, 436-449.
192. Velledits, F., Híves, T., Bársony, E. (1986): A Jurassic-Lower Cretaceous profile in Óbánya Valley (Mecsek Mts., Hungary). *Ann. Univ. Sci. Budapest, Sect. Geol.* **26.**, 159-175.

193. Viczián, I. (1968): Kitaibel Pál, a Mecsek földtanának első kutatója. Kézirat, MÁFI Adattár, Ter. 2186., Budapest.
194. Viczián, I. (1970): Kitaibel Pál elfelejtett mecseki földtani megfigyelései. *Földt. Közl.* **100.**, 215.
195. Viczián, I. (1987): Agyagásványok Magyarország üledékes kőzeteiben. Akadémiai doktori értekezés, Budapest. 205 old.
196. Viczián, I. (1990): Jelentés a Máza-26. sz. mélyfúrás liász anyagán végzett ásványtani vizsgálatokról. MÁFI Adattár. Leltári szám 577/32.
197. Viczián, I. (1994): A szmektit-illit átalakulás függése a hőmérséklettől. *Földtani Közlöny* **124/3.**, 367-379.
198. Watanabe, T. (1981): Identification of illite/montmorillonite interstratifications by X-ray powder diffraction. *J. Min. Soc. Japan, Spec. Issue* **15.**, 32-41.
199. Wein, Gy. (1959a): A Mecsek és a Villányi hegység mezozoikum (jura). Kirándulásvezető a magyarországi Mezozoos Konferencia résztvevői számára. Budapest.
200. Wein, Gy. (1959b): Jelentés az 1959. évi térképező munkáról. MÁFI Adattár.
201. Wein Gy. (1961): A szerkezetalakulás mozzanatai és jellegei a Keleti-Mecsekben. MÁFI évkönyve **49/3.**, 759-768.
202. Wein, Gy. (1965a): A „Kisújványi-medence” (Mecsek hegység) földtani viszonyai. *Bány. és Koh. Lapok* **98.**
203. Wein, Gy. (1965b): A Mecsek hegység „Északi Pikkely”-ének földtani felépítése. MÁFI Évi Jel. 1963-ról, 35-49.
204. Wein Gy. (1967): Délkelet-Dunántúl hegységszerkezeti egységeinek összefüggései az óalpi ciklusban. *Földt. Közl.* **97.**, 286-293.
205. Weissert, H., Mohr, H. (1996): Late Jurassic and its impact on carbon cycling. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.* **122.**, 27-43.
206. Weissert, H., McKenzie, J., Hochuli, P. (1979): Cyclic anoxic events in the Early Cretaceous Tethys Ocean. *Geology* **7.**, 147-151.
207. Wenzel, B., Joachimski, M. M. (1996): Carbon and oxygen isotopic composition of Silurian brachiopods (Gotland/Sweden): palaeoceanographic implications. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.* **122.**, 143-166.

208. Whitney G. (1990): Role of water in the smectite to illite reaction. *Clays and Clay Minerals*, **38**, 343-350.
209. Wilson, J. L. (1975): *Carbonate facies in geologic history*. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York. 471 pp.
210. Yamamoto, K. (1987): Geochemical characteristics and depositional environments of cherts and associated rocks in the Franciscan and Shimanto Terranes. *Sediment. Geol.* **52**, 65-108.
211. Zwolsman, J. J. G., Van Eck, B. T. M., Van der Weijden, C. H. (1997): Geochemistry of dissolved trace metals (cadmium, copper, zinc) in the Scheldt estuary, southwestern Netherlands: Impact of seasonal variability. *Geochim. Cosmochim. Acta* **61**, 1635-1652.

FÜGGELÉK

I. táblázat

Az ichnofosszília együttesek fontosabb mutatói

Rövidítések: **Th**=Thalassinoides, **Pl**=Planolites, **Zoo**=Teichichnus/Zoophycos, **Ch**=Chondrites

Mintaszám	Ichnofosszília együttes	Fúrásűrűség (%)	Max. penetrációs mélység (mm)	Max. furatátmérő (mm)
P-1a	Th	90	>10	>10
P-1b	Th	90	10	>10
P-2	Zoo	80	5	2
P-3a	Pl	90	7	5
P-3b	Pl	90	4	5
P-4	Zoo	60	5	3
P-5a	-	-	-	-
P-5b	Zoo	90	6	5
P-6a	Th	90	10	>10
P-6b	Th	90	10	>10
P-7	Zoo	80	5	3
P-8a	Zoo	90	5	3
P-8b	Th	90	5	>10
P-9a	Zoo	80	5	3
P-9b	Zoo	80	5	3
P-10a	Pl	90	4	5
P-10b	Th	90	>10	10
P-10c	Th	90	>10	>10
P-11	-	-	-	-
P-12	Th	90	6	>10
P-13	Zoo	70	2	<1
P-14	Th	90	4	>10
P-15	-	-	-	-
P-16a	Pl	90	5	5
P-16b	Zoo	90	5	5
P-17a	Th	90	3	>10
P-17b	Th	80	3	>10

P-18a	Pl	90	6	5
P-18b	Th	90	6	>10
P-19	Ch (?)	50	2	<1
P-20a	Th	90	5	>10
P-20b	Th	90	3	10
P-21	Zoo	90	5	3
P-22a	Th	90	2	>10
P-22b	Th	90	>10	>10
P-23	Zoo	60	3	1
P-24a	Zoo	70	3	3
P-24b	Zoo	80	3	3
P-25a	Zoo	50	1	<1
P-25b	-	-	-	-
P-25c	-	-	-	-
P-25d	Pl	90	5	7
P-26a	Zoo	90	5	3
P-26b	Th	90	6	>10
P-26c	Th	90	8	>10
P-26d	-	-	-	-
P-27	Pl	80	6	6
P-28a	-	-	-	-
P-28b	-	-	-	-
P-28c	-	-	-	-
P-28d	Zoo	90	2	2
P-28e	Ch (?)	50	3	1
P-29a	Pl	90	2	7
P-29b	Pl	90	8	5
P-29c	Ch	40	2	<1
P-29d	Th	90	3	10
P-29e	Th	90	3	>10

P-29f	Ch	50	2	<1
P-30	Pl	80	3	6
P-31a	-	-	-	-
P-31b	-	-	-	-
P-31c	-	-	-	-
P-31d	-	-	-	-
P-32a	Pl	90	2	5
P-32b	Th	90	10	10
P-33	-	-	-	-
P-34a	-	-	-	-
P-34b	Pl	90	3	5
P-34c	-	-	-	-
P-34d	-	-	-	-
P-35	-	-	-	-
P-36a	Zoo	90	7	5
P-36b	Th	90	6	>10
P-37a	-	-	-	-
P-37b	-	-	-	-
P-38a	Zoo	80	5	2
P-38b	Th	90	3	>10
P-39	-	-	-	-
P-40a	Pl	80	>10	5
P-40b	Th	80	3	10
P-41	-	-	-	-
P-42a	-	-	-	-
P-42b	Th	90	4	>10
P-43a	-	-	-	-
P-43b	Ch	40	2	<1
P-43c	Ch	40	2	<1
P-44a	Th	90	3	>10

P-44b	Pl	90	4	6
P-45	Zoo	90	7	3
P-46a	Th	90	3	>10
P-46b	Pl	90	3	6
P-47	-	-	-	-
P-48a	-	-	-	-
P-48b	-	-	-	-
P-49a	-	-	-	-
P-49b	Pl	90	4	5
P-50	Th	90	3	>10
P-51	Zoo	60	1	3
P-52	Pl	90	5	5
P-53	Zoo	70	4	3
P-54	Th	90	4	>10
P-55	Zoo	70	3	3
P-56	Th	90	10	>10
P-57	-	-	-	-
P-58	Pl (?)	80	4	7
P-59	Zoo	70	2	2
P-60	Th	90	7	>10
P-61	Th	90	2	>10
P-62	Ch	60	2	<1
P-63	Pl	80	3	6
K-1	Th	90	3	>10
K-2	Ch	30	2	1
K-3a	Pl	90	>10	10
K-3b	Pl	80	4	4
K-4	Zoo	60	3	5
K-5	Th	90	10	>10
K-6a	Zoo	70	2	1

K-6b	Pl	70	10	5
K-6c	-	-	-	-
K-6d	Zoo	60	3	3
K-6e	Zoo	70	2	2
K-7a	Th	90	5	>10
K-7b	Th	90	3	>10
K-8	Ch	40	1	1
K-9a	Th	80	7	8
K-9b	Pl (?)	80	2	8
K-10	Zoo	50	2	1
K-11	Th	90	10	>10
K-12	-	-	-	-
K-13	Th	90	>10	>10
K-14	-	-	-	-
K-15a	Th	90	>10	>10
K-15b	Th	90	>10	10
K-16	-	-	-	-
K-17a	Zoo	80	2	3
K-17b	Th	90	10	10
K-18	-	-	-	-
K-19	Pl	80	7	10
K-20	Zoo	60	6	4
K-21a	Th	90	3	>10
K-21b	Th	90	3	>10
K-22	Zoo	70	4	4
K-23	Th	90	>10	>10
K-24	-	-	-	-
K-25	Th	90	>10	>10
K-26	Zoo	70	2	2
K-27a	Th	90	5	>10

K-27b	Th	90	>10	10
K-28	Zoo	70	5	3
K-29	Th	80	6	>10
K-30	-	-	-	-
K-31	-	-	-	-
K-32	-	-	-	-
K-33a	Th	90	8	>10
K-33b	Th	90	>10	>10
K-34	Th	90	6	>10
K-35	Zoo	70	3	2
K-36	Th	90	5	>10
K-37	Zoo	60	3	3
K-38	Th	90	>10	>10
K-39	Zoo	70	3	3
K-40	Th	90	6	>10
K-41	Zoo	70	5	3
K-42	Th	90	10	>10
K-43	Zoo	70	5	3
K-44	Th	90	5	>10
K-45	Zoo	70	6	3
K-46	Pl	90	>10	3
K-47	Zoo	80	5	2
K-48	Th	90	>10	>10
K-49	Zoo	50	4	2
K-50	Th	90	6	>10
K-51	Zoo	60	5	3
K-52	-	-	-	-
K-53	Zoo	50	2	2
K-54a	Th	90	10	>10
K-54b	Th	80	>10	>10

K-54c	-	-	-	-
K-55	Th	90	6	>10
K-56	-	-	-	-
K-57	Ch (?)	50	2	2
K-58a	-	-	-	-
K-58b	Pl	80	10	3
K-59	Zoo	50	2	2
K-60	Th	90	10	>10
K-61	Pl	70	3	5
K-62	Th	90	7	>10
K-63	Zoo	60	5	3
K-64	Th	80	7	>10
K-65	Zoo	40	3	1
K-66	Pl	90	7	6
K-67	Zoo	40	4	4
K-68	Th	90	3	>10
K-69	Zoo	50	2	2
K-70	Th	90	4	>10
K-71	Zoo	70	7	3
K-72	Th	90	5	>10
K-73	Zoo	50	5	2
K-74	Th	90	>10	>10
K-75	Zoo	50	3	1
K-76	Pl	80	3	8
K-77	Zoo	70	4	4
K-78	Th	90	4	>10
K-79	Zoo (?)	70	3	6
K-80	Zoo	30	3	3
K-81	Th	90	4	>10
K-82	Ch (?)	20	5	3

II. táblázat

A minták mikrofáciésének jellemzői.

Rövidítések: **ms:** mintaszám; **m (%):** mikrit (%); **mp:** mikropátit; **ksz (%):** karbonátos szemcsék részaránya (%); **nks (%):** nem karbonátos szemcsék részaránya (%); **biot:** bioturbáció; **Ra (%):** Radiolaria (%); **Bos (%):** Bositra (%); **Spo (%):** Spongia (%); **Ech (%):** Echinodermata (%); **For:** Foraminifera; **Bra:** Brachiopoda; **Ost:** Ostracoda; **Fol:** petrográfiai kőzetnév Folk (1959) szerint; **Du:** petrográfiai kőzetnév Dunham (1962) szerint; **SMFT:** Standard mikrofáciés típus Wilson (1975) szerint; **SMFZ:** Standard mikrofáciés zóna Wilson (1975) szerint; **bm:** biomikrit; **ps:** packstone; **ws:** wackestone.

ms	m (%)	mp	ksz (%)	nks (%)	biot	Ra (%)	Bos (%)	Spo (%)	Ech (%)	For	Bra	Ost	Fol	Du	SM FT	SM FZ
P-1a	70	-	97	3	X	60	10	25	5	X	-	-	bm	ps	2	1,2,3
P-3a	60	-	97	3	X	60	15	20	5	X	-	-	bm	ps	2	1,2,3
P-3b	60	-	98	2	X	50	20	25	5	-	-	-	bm	ps	2	1,2,3
P-6b	60	-	98	2	X	60	-	10	30	-	-	-	bm	ps	2	1,2,3
P-8a	60	-	98	2	X	60	5	25	10	-	-	-	bm	ps	2	1,2,3
P-8b	60	-	98	2	X	60	7	25	8	-	-	-	bm	ps	2	1,2,3
P-9b	70	-	90	10	X	20	15	50	15	X	X	-	bm	ps	2	1,2,3
P-10a	60	-	95	5	X	60	10	22	8	-	-	-	bm	ps	2	1,2,3
P-10b	60	-	95	5	X	50	20	22	8	-	-	-	bm	ps	2	1,2,3
P-11	80	-	90	10	XX	30	20	40	10	-	-	-	bm	ws	3	1,2,3
P-12	60	-	98	2	X	80	5	10	5	-	-	-	bm	ps	2	1,2,3
P-14	60	-	98	2	X	70	10	12	8	-	-	-	bm	ps	2	1,2,3
P-17a	60	-	95	5	X	50	5	20	25	-	-	-	bm	ps	2	1,2,3
P-18a	60	-	95	5	XX	50	15	30	5	-	-	-	bm	ps	2	1,2,3
P-18b	60	-	98	2	X	50	15	30	5	-	-	-	bm	ps	2	1,2,3
P-19	80	-	91	9	X	30	5	55	10	-	-	-	bm	ps	2	1,2,3
P-20a	60	-	96	4	X	80	-	10	10	-	-	-	bm	ps	2	1,2,3
P-21	80	-	90	10	X	30	10	50	10	-	-	-	bm	ws	3	1,2,3
P-22a	60	-	98	2	XX	60	10	20	10	-	-	-	bm	ps	2	1,2,3
P-24a	50	-	98	2	X	60	5	25	10	-	-	-	bm	ps	2	1,2,3
P-25b	80	-	90	10	X	25	20	45	10	-	-	-	bm	ws	3	1,2,3
P-26a	50	-	93	7	XX	40	25	30	5	-	-	-	bm	ps	2	1,2,3

ms	m (%)	mp	ksz (%)	nks (%)	biot	Ra (%)	Bos (%)	Spo (%)	Ech (%)	For	Bra	Ost	Fol	Du	SM FT	SM FZ
P-26c	50	-	95	5	X	50	20	25	5	-	-	-	bm	ps	2	1,2,3
P-27	60	-	95	5	X	50	12	30	8	-	-	-	bm	ps	2	1,2,3
P-28d	80	-	90	10	X	30	20	40	10	-	-	-	bm	ws	3	1,2,3
P-29a	60	-	94	6	X	50	-	20	30	-	-	-	bm	ps	2	1,2,3
P-31b	80	-	91	9	X	10	25	50	15	-	-	-	bm	ws	3	1,2,3
P-32a	60	-	97	3	XX	60	12	20	8	-	-	-	bm	ps	2	1,2,3
P-34a	60	-	97	3	XX	60	5	20	15	-	-	-	bm	ps	2	1,2,3
P-34c	60	-	98	2	X	60	5	20	15	-	-	-	bm	ps	2	1,2,3
P-38b	50	X	97	3	X	50	5	20	25	-	-	-	bm	ps	2	1,2,3
P-40a	50	-	98	2	XX	60	5	25	10	-	-	-	bm	ps	2	1,2,3
P-42a	50	X	99	1	X	60	12	20	8	X	-	-	bm	ps	2	1,2,3
P-43b	50	-	99	1	X	60	10	20	10	-	-	-	bm	ps	2	1,2,3
P-44a	50	-	99	1	X	60	5	20	15	-	-	-	bm	ps	2	1,2,3
P-46a	60	-	98	2	X	60	7	25	8	-	-	X	bm	ps	2	1,2,3
P-49b	80	-	92	8	X	30	20	40	10	-	-	-	bm	ws	3	1,2,3
P-50	60	-	97	3	X	50	15	30	5	-	-	-	bm	ps	2	1,2,3
P-51	80	-	91	9	X	20	25	40	15	-	-	-	bm	ws	3	1,2,3
P-52	60	-	99	1	XX	50	12	30	8	-	-	-	bm	ps	2	1,2,3
P-53	80	-	90	10	X	30	12	50	8	-	-	-	bm	ps	2	1,2,3
P-54	60	-	98	2	X	50	15	30	5	-	-	-	bm	ps	2	1,2,3
P-55	60	-	91	9	X	30	20	40	10	-	-	-	bm	ps	2	1,2,3
P-58	60	-	97	3	X	50	12	30	8	-	-	-	bm	ps	2	1,2,3
P-59	80	-	93	7	X	30	15	40	15	-	-	-	bm	ws	3	1,2,3
P-61	70	-	97	3	XX	50	15	25	10	-	-	-	bm	ps	2	1,2,3
P-62	80	-	90	10	X	30	15	40	15	-	-	-	bm	ws	3	1,2,3
K-1	50	X	99	1	XX	50	15	30	5	-	-	-	bm	ps	2	1,2,3
K-3a	70	-	98	2	X	50	10	35	5	-	-	-	bm	ps	2	1,2,3
K-4	80	-	94	6	X	30	10	50	10	-	-	-	bm	ws	3	1,2,3
K-6b	80	-	95	5	X	30	10	30	30	-	-	-	bm	ws	3	1,2,3
K-7a	50	-	98	2	X	60	5	30	5	-	-	-	bm	ps	2	1,2,3

ms	m (%)	mp	ksz (%)	nks (%)	biot	Ra (%)	Bos (%)	Spo (%)	Ech (%)	For	Bra	Ost	Fol	Du	SM FT	SM FZ
K-7b	50	-	98	2	XX	60	5	30	5	-	-	-	bm	ps	2	1,2,3
K-11	70	-	97	3	XX	60	-	30	10	X	-	-	bm	ps	2	1,2,3
K-12	60	-	91	9	X	20	15	50	15	-	-	-	bm	ps	2	1,2,3
K-13	60	-	98	2	X	80	2	10	8	-	-	-	bm	ps	2	1,2,3
K-15a	70	-	98	2	X	80	-	12	8	-	-	X	bm	ps	2	1,2,3
K-17a	70	-	98	2	XX	80	-	5	15	-	X	-	bm	ps	2	1,2,3
K-21b	60	-	97	3	XX	80	-	12	8	-	-	-	bm	ps	2	1,2,3
K-22	80	-	90	10	X	20	20	50	10	-	-	-	bm	ws	3	1,2,3
K-23	60	-	96	4	X	50	12	30	8	-	-	-	bm	ps	2	1,2,3
K-27b	60	-	97	3	X	50	7	35	8	-	-	-	bm	ps	2	1,2,3
K-29	60	-	98	2	X	60	-	10	30	-	-	-	bm	ps	2	1,2,3
K-31	60	-	98	2	XX	80	-	5	15	-	-	-	bm	ps	2	1,2,3
K-32	80	-	92	8	X	20	22	50	8	-	-	-	bm	ps	2	1,2,3
K-33a	60	-	99	1	X	80	-	10	10	XX	-	-	bm	ps	2	1,2,3
K-33b	60	-	99	1	X	70	5	15	10	-	-	-	bm	ps	2	1,2,3
K-34	60	-	98	2	X	60	-	15	25	-	X	-	bm	ps	2	1,2,3
K-35	80	-	90	10	X	30	20	40	10	-	-	-	bm	ps	2	1,2,3
K-38	60	-	97	3	XX	60	5	5	30	-	-	-	bm	ps	2	1,2,3
K-40	70	-	98	2	XX	60	5	5	30	XX	X	X	bm	ps	2	1,2,3
K-41	80	-	91	9	X	30	20	35	15	-	-	-	bm	ws	3	1,2,3
K-42	60	-	98	2	X	70	-	20	10	-	-	-	bm	ps	2	1,2,3
K-44	60	-	98	2	X	70	-	5	25	-	-	-	bm	ps	2	1,2,3
K-48	60	-	97	3	X	70	-	5	25	-	-	-	bm	ps	2	1,2,3
K-51	60	-	90	10	X	20	20	50	10	-	-	-	bm	ps	2	1,2,3
K-52	50	-	97	3	XX	70	5	15	10	-	-	-	bm	ps	2	1,2,3
K-54a	50	-	97	3	X	70	2	20	8	-	-	-	bm	ps	2	1,2,3
K-54b	60	-	97	3	X	70	2	20	8	-	-	-	bm	ps	2	1,2,3
K-54c	60	X	97	3	XX	70	-	22	8	X	-	-	bm	ps	2	1,2,3
K-55	60	-	90	10	X	20	20	50	10	X	-	-	bm	ps	2	1,2,3
K-56	60	-	97	3	X	50	10	30	10	X	-	-	bm	ps	2	1,2,3

ms	m (%)	mp	ksz (%)	nks (%)	biot	Ra (%)	Bos (%)	Spo (%)	Ech (%)	For	Bra	Ost	Fol	Du	SM FT	SM FZ
K-58a	50	-	97	3	X	60	5	25	10	-	-	-	bm	ps	2	1,2,3
K-58b	50	-	98	2	XX	80	5	5	10	-	-	-	bm	ps	2	1,2,3
K-60	50	-	98	2	X	80	5	10	5	-	-	-	bm	ps	2	1,2,3
K-62	50	-	97	3	XX	70	10	15	5	-	-	-	bm	ps	2	1,2,3
K-64	50	-	96	4	X	80	5	10	5	-	-	-	bm	ps	2	1,2,3
K-70	50	-	98	2	X	70	10	15	5	-	-	-	bm	ps	2	1,2,3
K-75	60	-	92	8	X	30	15	45	10	-	-	-	bm	ps	2	1,2,3
K-78	60	X	97	3	X	70	-	15	15	XX	-	-	bm	ps	2	1,2,3
K-82	60	-	93	7	X	30	5	50	15	XX	-	-	bm	ps	2	1,2,3

IIIa. táblázat

A minták félkvantitatív agyagásványos összetétele. Püspökszentlászló II. szelvény

mintaszám	illit/szmektit kevert szerk. (%)	diszkrét illit (%)	kaolinit (%)
P-50	59	41	-
P-49A	72	28	-
P-48B	82	14	4
P-47	83	17	-
P-46B	82	18	-
P-46A	90	10	-
P-45	93	7	-
P-44B	78	14	8
P-43C	94	6	-
P-43B	88	12	-
P-43A	95	5	-
P-42B	92	8	-
P-42A	72	28	-
P-41	76	24	-
P-40B	61	29	10
P-40A	71	29	-
P-39	86	14	-
P-38B	26	54	20
P-38A	91	9	-
P-37B	80	20	-
P-36A	56	30	14
P-35	73	27	-
P-34C	51	49	-
P-34B	66	24	10
P-34A	53	47	-
P-32A	46	54	-
P-31D	75	25	-
P-31C	83	17	-
P-31B	48	52	-
P-31A	71	29	-
P-30	100	-	-
P-29E	60	26	14
P-29D	95	5	-
P-29C	68	32	-
P-29B	91	9	-
P-29A	29	31	40
P-28E	80	20	-
P-28C	69	31	-
P-28B	61	39	-
P-28A	52	48	-
P-27	74	26	-
P-25D	81	19	-
P-25C	75	25	-
P-25B	53	47	-
P-25A	80	20	-
P-24B	51	35	14
P-22B	73	27	-

mintaszám	illit/szmektit kevert szerk. (%)	diszkrét illit (%)	kaolinit (%)
P-22A	70	30	-
P-21	61	39	-
P-20B	73	27	-
P-20A	75	25	-
P-19	76	24	-
P-17A	56	35	9
P-16B	66	34	-
P-16A	70	30	-
P-15	32	68	-
P-14	63	37	-
P-13	63	37	-
P-11	78	22	-
P-10C	66	34	-
P-10B	77	23	-
P-10A	70	30	-
P-9B	80	20	-
P-9A	71	29	-
P-8B	70	30	-
P-7	75	25	-
P-6B	54	32	14
P-6A	76	24	-
P-4	77	23	-
P-3B	73	27	-
P-3A	73	27	-
P-2	83	17	-
P-1A	83	17	-

IIIb. táblázat

A minták félkvantitatív agyagásványos összetétele. Kecsegyúr, útbevágás

mintaszám	illit/szmektit kevert szerk. (%)	diszkrét illit (%)	kaolinit (%)
K-75	66	34	-
K-74	57	43	-
K-69*	69	31	-
K-66	79	21	-
K-61	90	10	-
K-57	86	14	-
K-54C	100	-	-
K-53	80	20	-
K-51	58	42	-
K-50*	86	14	-
K-49	85	15	-
K-48	100	-	-
K-45	79	21	-
K-44	79	21	-
K-36*	85	15	-
K-35*	100	-	-
K-34	100	-	-
K-33B	72	28	-
K-32	75	25	-
K-29	61	39	-
K-27B*	82	18	-
K-23*	82	18	-
K-22*	100	-	-
K-21B	68	32	-
K-21A*	100	-	-
K-20	79	21	-
K-17A	85	15	-
K-16	78	22	-
K-15A*	100	-	-
K-14*	75	25	-
K-13	82	18	-
K-12	71	29	-
K-11	90	10	-
K-7B	69	31	-
K-6B	83	17	-
K-6A	81	19	-
K-3A	85	15	-

Index:

*: minták glikolozás utáni bizonytalan 6,2° 2θ csúccsal

IVa. táblázat

Az illit/szmektit kevert szerkezetek RTG-diffrakciós jellemzői. Püspökszentlászló
II. szelvény

Mintaszám	$\Delta 2\Theta_1$	$\Delta 2\Theta_2$	A 002/003 reflexió helyzete ($2\Theta^\circ$)	Illit részaránya a kevert szerkezetben (%) Šrodoň (1984)	"a/b ratio" Reynolds és Hower (1970)	Illit rétegek (%) a véletlenszerű közberétegzésben Reynolds és Hower (1970)	Rendezettség
P-50	3.23	7.52	16.20	30-60	0.78	48	véletlen
P-49A	3.52	7.54	16.40	45-65	0.71	44	véletlen
P-48B	2.67	7.56	16.41	45-65	-	-	IS
P-47	3.65	7.53	16.41	45-65	0.56	35	véletlen
P-46B	2.90	7.52	16.35	40-60	-	-	1/2 vagy IS
P-46A	2.73	7.70	16.48	50-70	-	-	IS
P-45	2.69	7.48	16.44	45-65	-	-	IS
P-44B	2.82	7.61	16.37	40-60	-	-	IS
P-43C	3.10	7.58	16.44	45-65	-	-	1/2 vagy IS
P-43B	2.73	7.72	16.46	45-65	-	-	IS
P-43A	2.98	7.60	16.43	45-65	-	-	1/2
P-42B	2.85	7.67	16.42	45-65	-	-	1/2 vagy IS
P-42A	3.46	7.62	16.47	48-68	-	-	1/2 vagy IS
P-41	3.55	7.63	16.40	50-65	0.54	34	véletlen
P-40B	3.49	7.60	16.40	55-60	-	-	1/4 v. 1/2v. IS
P-40A	3.31	7.54	16.36	40-60	-	-	1/2 v. IS
P-39	2.86	7.55	16.38	40-60	-	-	1/2 v. IS
P-38B	3.55	7.59	16.43	50-65	0.88	53	véletlen
P-38A	3.01	7.47	16.40	50-65	0.88	53	véletlen
P-37B	3.72	7.43	16.20	30-60	0.82	50	véletlen
P-37A	3.69	7.54	16.20	30-60	0.78	47	véletlen
P-36A	3.54	7.63	16.48	48-68	-	-	1/2 vagy IS
P-35	3.63	7.45	16.30	40-65	0.62	38	véletlen
P-34C	3.04	7.55	16.30	40-65	0.91	54	véletlen
P-34B	3.59	7.67	16.34	42-65	0.81	49	véletlen
P-34A	3.64	7.46	16.46	50-70	0.80	47	véletlen
P-32A	2.60	7.59	16.19	40-50	-	-	IS
P-31D	3.44	7.64	16.45	42-65	-	-	1/2 v. IS
P-31C	3.30	7.61	16.42	40-65	-	-	1/2 v. IS
P-31B	3.40	7.58	16.24	35-55	-	-	1/2 v. IS
P-31A	3.31	7.59	16.42	40-65	-	-	1/2 v. IS
P-29E	3.34	7.61	16.45	42-65	-	-	1/2 v. IS
P-29D	3.10	7.42	16.35	40-60	-	-	1/2
P-29C	3.48	7.59	16.38	40-60	-	-	1/2 v. IS
P-29B	2.85	7.55	16.39	40-60	-	-	1/2 v. 1/4
P-29A	3.56	7.64	16.43	50-70	0.75	46	véletlen
P-28E	3.60	7.35	16.20	30-60	0.57	36	véletlen
P-28C	3.69	7.56	16.45	50-70	0.69	42	véletlen
P-28B	3.39	7.62	16.30	40-60	-	-	1/2 v. IS
P-28A	3.48	7.52	16.40	40-62	-	-	1/2 v. IS
P-27	3.74	7.57	16.40	48-68	0.80	48	véletlen
P-25D	3.40	7.63	16.42	42-64	-	-	1/2 v. IS
P-25C	3.52	7.30	16.10	20-58	0.63	39	véletlen

Mintaszám	$\Delta 2\Theta_1$	$\Delta 2\Theta_2$	A 002/003 reflexió helyzete ($2\Theta^\circ$)	Illit részarány a kevert szerkezetben (%) Šrodoň (1984)	“a/b ratio” Reynolds és Hower (1970)	Illit rétegek (%) a véletlenszerű közberétegzésben Reynolds és Hower (1970)	Rendezettség
P-25B	3.57	7.46	16.30	40-64	0.83	50	véletlen
P-25A	3.61	7.59	16.40	48-68	0.58	36	véletlen
P-24B	3.66	7.52	16.35	42-65	0.82	50	véletlen
P-22B	3.50	7.55	16.42	42-64	-	-	1/2 v. 1/4
P-22A	3.67	7.43	16.30	40-64	0.79	48	véletlen
P-21	3.48	7.58	16.40	48-68	0.80	48	véletlen
P-20B	3.68	7.63	16.45	50-70	-	-	véletlen
P-20A	3.63	7.65	16.50	53-70	0.72	44	véletlen
P-19	3.57	7.61	16.42	48-68	0.88	53	véletlen
P-17A	3.65	7.46	16.33	40-65	0.74	45	véletlen
P-16B	3.64	7.52	16.40	48-68	0.62	38	véletlen
P-16A	3.46	7.62	16.44	42-65	-	-	1/2 v. 1/4
P-15	3.69	7.53	16.36	40-70	-	-	1/4
P-14	3.51	7.48	16.40	48-68	0.74	45	véletlen
P-13	3.55	7.57	16.40	48-68	0.86	52	véletlen
P-11	3.63	7.53	16.35	50-60	-	-	1/4
P-10C	3.56	7.48	16.30	40-64	0.77	47	véletlen
P-10B	3.53	7.64	16.40	48-68	0.69	42	véletlen
P-10A	3.43	7.64	16.43	42-65	-	-	1/2 v. IS
P-9B	3.61	7.45	16.30	40-64	0.52	33	véletlen
P-9A	3.66	7.49	16.40	40-62	-	-	1/4
P-8B	3.74	7.58	16.47	45-67	-	-	1/4
P-7	3.57	7.58	16.40	48-68	0.71	44	véletlen
P-6B	3.66	7.44	16.32	50-60	-	-	1/4
P-6A	3.59	7.56	16.42	42-64	-	-	1/4
P-4	3.68	8.80	16.30	50-60	-	-	1/4
P-3B	3.35	7.21	16.40	40-62	-	-	1/2
P-3A	3.62	7.55	16.40	48-68	0.80	48	véletlen
P-2	3.62	7.14	16.00	5-52	0.54	34	véletlen
P-1A	3.61	7.57	16.40	40-62	-	-	1/4

IVb. táblázat

Az illit/szmektit kevert szerkezetek RTG-diffrakciós jellemzői. Kecsegyúr, útbevágás

Mintaszám	$\Delta 2\Theta_1$	$\Delta 2\Theta_2$	A 002/003 reflexió helyzete ($2\Theta^\circ$)	Illit részaránya a kevert szerkezetben (%) Šrodoň (1984)	“a/b ratio” Reynolds és Hower (1970)	Illit rétegek (%) a véletlenszerű közberétegzésben Reynolds és Hower (1970)	Rendezettség
K-75	3.43	7.59	16.35	40-60	-	-	1/4, 1/2 v. IS
K-74	3.42	7.58	16.32	40-60	-	-	1/4, 1/2 v. IS
K-69	4.07	7.61	16.38	45-67	0.64	40	véletlen
K-66	3.33	7.54	16.50	50-70	-	-	1/4, 1/2 v. IS
K-61	3.37	7.57	16.31	40-50	-	-	1/4 v. 1/2
K-57	3.28	7.61	16.32	40-50	-	-	1/4 v. 1/2
K-54C	3.58	7.62	16.30-	40-50	-	-	1/4 v. 1/2
K-53	3.64	7.66	16.45	50-70	0.81	49	véletlen
K-51	3.82	7.62	16.42	50-70	0.63	39	véletlen
K-50	4.09	7.60	16.40	40-70	0.63	39	véletlen
K-49	3.97	7.55	16.32	45-65	0.72	44	véletlen
K-45	4.15	7.60	16.47	50-70	0.69	42	véletlen
K-44	4.12	7.61	16.46	50-70	0.70	43	véletlen
K-36	3.22	7.70	16.44	50-72	-	-	1/4, 1/2 v. IS
K-35	4.11	7.60	16.43	50-70	0.71	44	véletlen
K-34	3.41	7.62	16.49	45-70	-	-	1/4, 1/2 v. IS
K-33B	4.09	7.65	16.45	50-70	0.64	40	véletlen
K-32	3.73	7.43	16.14	22-58	0.50	32	véletlen
K-29	3.64	7.22	16.15	22-58	0.60	37	véletlen
K-27B	3.42	7.62	16.43	45-65	-	-	1/4, 1/2 v. IS
K-23	3.25	7.70	16.50	50-70	-	-	1/4, 1/2 v. IS
K-22	3.70	7.43	16.15	25-60	0.72	44	véletlen
K-21B	3.72	7.43	16.17	25-60	0.75	46	véletlen
K-21A	3.71	7.45	16.16	25-60	0.67	41	véletlen
K-20	3.14	7.70	16.42	50-65	-	-	1/2 v. IS
K-17A	3.80	7.59	16.32	40-60	-	-	1/4 v. 1/2
K-16	3.62	7.54	16.33	40-60	-	-	1/4 v. 1/2
K-15A	3.63	7.24	16.14	25-60	0.77	47	véletlen
K-14	3.67	7.22	16.15	25-60	0.64	40	véletlen
K-12	3.33	7.64	16.49	50-70	-	-	1/4, 1/2 v. IS
K-11	3.45	7.61	16.51	50-70	-	-	1/4, 1/2 v. IS
K-7B	3.52	7.42	16.21	30-63	0.59	37	véletlen
K-6B	3.41	7.64	16.47	50-70	-	-	1/4, 1/2 v. IS
K-6A	3.78	7.57	16.35	45-65	0.68	42	véletlen
K-3A	3.42	7.63	16.50	55-70	-	-	1/4, 1/2 v. IS

V. táblázat

A stabil izotópos mérések eredményei

mintaszám	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB) értékek (ezrelék)	$\delta^{18}\text{O}$ (PDB) értékek (ezrelék)
P-24b	2,1	-2,0
P-26b	1,0	-5,1
P-34a	1,9	-2,6
P-34b	2,0	-2,2
P-34c	1,6	-4,4
P-37b	1,2	-4,6
P-38b	2,1	-2,1
P-42a	1,6	-3,0
P-42b	2,0	-2,3
P-43a	0,4	-4,6
P-47	0,2	-4,6
P-48a	1,1	-4,8
K-1a	1,7	-1,4
K-31	1,5	-0,5
K-32	0,8	-2,5
K-48	1,6	-0,5
K-52	1,3	-2,3
K-53	1,0	-4,1
K-54b	1,5	-1,5
K-54c	1,3	-3,2
K-56	1,4	-3,1
K-57	0,7	-4,3
K-58a	1,1	-3,1
K-58b	0,6	-2,8
K-59	0,6	-2,7

VI. táblázat:

A minták fő- és nyomelem koncentrációi

mintaszám	Al ₂ O ₃ (%)	SiO ₂ (%)	CaO (%)	K ₂ O (%)	TiO ₂ (%)	MnO (ppm)	Fe _{TOT} (%)
P-24b	3,63±0,7	6,63±0,3	55,25±2,2	0,30±0,03	0,04±0,01	262±30	0,69±0,03
P-26b	5,74±0,8	59,68±2,4	18,33±0,7	1,11±0,50	0,13±0,06	188±30	1,08±0,04
P-28d	3,29±0,8	54,97±2,2	22,43±0,9	0,94±0,44	0,15±0,01	194±30	1,03±0,04
P-29a	3,36±0,7	43,10±1,7	27,98±1,1	0,61±0,33	0,13±0,01	247±50	0,85±0,04
P-33	5,63±0,8	51,08±0,5	24,69±1,0	1,07±0,49	0,17±0,01	214±30	1,24±0,05
P-34a	0,76±0,7	18,72±0,5	45,50±1,8	0,48±0,03	0,08±0,01	258±30	0,77±0,03
P-34b	3,29±0,7	8,56±0,4	52,27±2,1	0,29±0,03	0,07±0,01	235±30	0,72±0,03
P-34c	5,63±0,7	49,80±1,9	28,06±1,1	0,90±0,04	0,13±0,01	203±30	0,70±0,03
P-36a	37,79±2,0	62,69±2,5	29,02±1,1	0,75±0,04	0,13±0,01	141±20	0,59±0,02
P-37a	12,89±0,9	57,62±2,3	13,64±0,5	2,06±0,08	0,35±0,09	250±40	1,63±0,07
P-37b	5,48±0,9	47,83±1,9	26,06±1,0	1,26±0,06	0,21±0,02	216±30	1,21±0,05
P-38a	1,10±0,8	19,94±0,8	46,91±1,9	0,50±0,03	0,09±0,01	217±30	0,68±0,03
P-38b	1,93±0,7	11,89±0,5	50,48±2,0	0,53±0,03	0,10±0,01	239±30	0,69±0,03
P-40a	2,87±0,7	29,15±1,2	38,18±1,5	0,56±0,03	0,11±0,01	178±30	0,84±0,03
P-41	6,61±0,9	49,00±2,0	25,21±1,0	1,39±0,06	0,23±0,02	221±30	1,26±0,05
P-42a	4,61±0,7	16,17±0,7	46,89±1,9	0,42±0,03	0,07±0,01	225±30	0,72±0,03
P-43a	9,64±0,8	53,77±2,8	17,80±0,7	1,70±0,07	0,27±0,02	200±30	1,64±0,07
P-44b	1,70±0,8	9,05±0,4	53,43±2,1	0,43±0,03	0,12±0,02	488±50	0,85±0,03
P-45	8,50±0,9	48,11±2,0	24,92±1,0	1,47±0,06	0,26±0,02	234±30	1,33±0,05
P-46b	2,76±0,7	26,59±1,1	42,39±1,7	0,63±0,03	0,11±0,01	214±30	0,81±0,03
P-47	7,71±0,9	57,37±2,3	15,49±0,6	1,97±0,08	0,33±0,02	227±30	1,54±0,06
P-48a	4,27±0,7	47,93±1,9	28,62±1,1	0,77±0,04	0,15±0,01	196±30	0,98±0,04
P-49b	5,06±0,6	45,75±1,9	29,91±1,2	0,82±0,04	0,14±0,01	188±30	0,91±0,04
K-1a	2,42±0,8	13,80±0,6	51,89±2,1	0,30±0,02	0,03±0,01	638±50	0,51±0,02
K-22	6,20±0,8	44,17±1,8	29,92±1,2	1,19±0,05	0,16±0,01	296±40	1,06±0,04
K-23	13,79±1,0	57,54±2,3	16,45±0,7	2,36±0,10	0,32±0,02	247±40	1,62±0,07
K-29	6,24±0,8	40,83±1,7	31,62±1,3	1,28±0,06	0,17±0,01	359±40	0,96±0,04
K-32	6,92±0,9	46,84±1,9	21,03±0,8	2,51±0,10	0,30±0,02	258±40	1,70±0,07
K-34	4,35±0,7	40,28±1,6	29,67±1,2	1,57±0,07	0,21±0,02	332±40	1,16±0,05
K-35	4,27±0,8	47,55±1,9	22,47±0,9	2,32±0,10	0,28±0,02	235±40	1,53±0,06
K-36	1,36±0,8	23,57±1,0	43,33±1,7	0,66±0,04	0,08±0,01	318±40	0,85±0,04
K-44	3,78±0,7	37,05±1,5	29,39±1,2	1,85±0,08	0,23±0,02	376±40	1,34±0,05
K-45	8,05±0,7	38,91±1,6	27,67±1,1	2,10±0,90	0,27±0,02	341±40	1,39±0,06
K-48	4,16±0,7	9,15±0,4	49,65±2,0	0,33±0,03	0,03±0,01	385±40	0,40±0,01
K-52	4,16±0,9	11,74±0,5	51,65±2,1	0,36±0,03	0,04±0,01	542±40	0,59±0,02
K-53	9,11±0,9	45,73±1,9	22,66±0,9	2,37±0,10	0,30±0,02	372±40	1,64±0,07
K-54b	0,76±0,8	27,57±1,1	41,75±1,7	0,68±0,04	0,06±0,01	528±50	0,66±0,03
K-54c	5,18±0,8	23,14±1,0	43,15±1,7	0,55±0,03	0,06±0,01	580±50	0,77±0,03
K-56	5,03±0,8	31,25±1,3	37,02±1,5	0,80±0,04	0,11±0,01	452±40	0,69±0,03
K-57	11,79±0,8	43,59±1,8	23,53±0,9	2,67±0,11	0,32±0,02	381±40	1,60±0,07
K-58a	1,02±0,9	33,20±1,4	38,58±1,6	0,97±0,05	0,12±0,01	553±40	0,85±0,03
K-58b	6,20±0,8	40,21±1,6	29,63±1,2	1,43±0,06	0,19±0,02	520±50	1,58±0,06
K-59	12,40±0,9	47,10±1,9	20,45±0,8	3,43±0,14	0,41±0,02	435±40	2,02±0,08
K-60	3,67±0,9	28,92±1,2	40,33±1,6	0,96±0,05	0,13±0,01	600±50	0,89±0,04
K-61	11,71±0,9	40,71±1,7	27,06±1,1	2,41±0,10	0,27±0,02	524±50	1,50±0,06
1.átlag	5,06±0,8	29,58±1,2	39,20±1,6	0,80±0,04	0,11±0,02	347±40	0,85±0,03
2.átlag	7,94±0,8	48,47±1,9	23,24±0,9	1,75±0,08	0,26±0,02	288±40	1,42±0,05

VII. táblázat:

A minták fő- és nyomelem koncentrációi

mintaszám	Rb (ppm)	Sr (ppm)	V (ppm)	P (ppm)	Ni (ppm)	Cu (ppm)	Zn (ppm)
P-24b	-	735±50	-	6303±410	-	-	14±6
P-26b	44±13	424±40	-	-	-	22±6	43±6
P-28d	45±17	500±50	-	-	-	20±7	36±7
P-29a	35±16	589±50	-	1966±520	-	-	27±10
P-33	26±13	468±40	-	1012±550	-	17±6	53±7
P-34a	31±14	721±50	-	5924±410	-	11±5	50±7
P-34b	40±15	862±50	-	5593±370	-	14±5	22±6
P-34c	29±13	464±40	98±45	3323±600	-	16±6	35±6
P-36a	19±12	449±40	76±43	3584±650	-	23±6	30±6
P-37a	47±13	190±30	-	1730±640	31±16	30±7	55±8
P-37b	36±14	420±40	104±54	2705±590	-	20±6	50±7
P-38a	44±14	692±50	-	5452±490	-	12±6	24±6
P-38b	37±14	700±50	-	6618±440	-	15±6	28±6
P-40a	41±14	563±40	-	3464±480	-	16±6	34±6
P-41	41±14	390±40	144±55	1750±570	-	17±6	51±8
P-42a	54±15	742±50	90±53	5126±420	-	12±6	21±6
P-43a	41±13	308±30	-	2278±580	24±16	24±6	67±8
P-44b	43±14	724±50	-	8739±550	20±12	14±6	24±6
P-45	40±13	335±30	-	2169±560	-	22±7	54±8
P-46b	43±12	586±40	-	4788±500	-	11±5	28±6
P-47	51±13	247±30	157±56	-	-	16±6	68±8
P-48a	40±14	534±40	137±45	2103±560	-	21±6	29±6
P-49b	35±14	471±40	-	2927±560	-	20±6	44±7
K-1a	25±11	377±30	-	8027±500	-	11±6	15±5
K-22	46±15	420±40	-	1914±540	-	20±7	46±8
K-23	52±15	225±30	121±53	-	26±16	23±7	62±8
K-29	52±14	376±40	-	2723±550	24±13	19±7	42±7
K-32	56±15	261±30	131±59	-	-	25±7	75±9
K-34	41±15	368±40	-	2762±530	29±15	19±7	52±8
K-35	38±14	259±30	-	2144±580	28±16	21±7	69±9
K-36	44±15	534±40	-	5404±490	22±12	15±6	37±7
K-44	55±15	284±30	107±57	3123±500	31±15	25±7	58±8
K-45	57±16	269±30	107±59	1883±510	31±15	23±7	68±8
K-48	22±13	488±40	-	7083±430	-	10±6	14±6
K-52	19±13	491±40	-	6880±460	-	14±6	20±6
K-53	56±15	263±30	176±60	1334±600	30±16	16±7	87±9
K-54b	40±12	378±30	-	6536±520	-	-	17±6
K-54c	28±13	447±40	-	6919±490	19±11	10±6	33±6
K-56	25±12	383±30	84±41	5025±490	20±11	14±5	27±6
K-57	58±15	281±30	141±60	3877±540	32±16	25±7	83±9
K-58a	34±12	397±30	-	5720±560	23±11	13±6	29±6
K-58b	37±13	306±30	102±55	4722±550	26±15	15±6	53±7
K-59	54±15	197±30	137±67	3363±550	41±18	26±7	102±10
K-60	36±12	373±30	-	5984±530	19±12	12±6	35±6
K-61	54±15	277±30	-	4904±540	32±15	21±7	62±8
1. átlag	36±13	508±40	102±50	5150±500	24±13	15±6	32±6
2. átlag	45±14	321±30	137±60	2428±560	31±16	21±7	63±8

VIII. táblázat:

A mérési eredményekből számított, általánosan használt elemarányok

minta száma	Si/Al	Al/(Al+Fe+Mn)	Fe/Ti	Fe/Mn	Mn/Ti	P/Ti	Sr/Ti
P-24b	3,24	0,15	25,87	34,09	0,76	23,60	2,75
P-26b	18,40	0,30	14,21	73,96	0,19	-	0,56
P-28d	29,64	0,27	11,54	69,12	0,17	-	0,56
P-29a	22,69	0,23	11,04	44,41	0,25	2,56	0,77
P-33	16,05	0,26	12,33	74,82	0,16	1,01	0,47
P-34a	44,37	0,20	16,34	38,63	0,42	12,54	1,53
P-34b	4,60	0,14	16,02	39,90	0,40	12,38	1,91
P-34c	15,66	0,34	8,61	44,30	0,19	4,11	0,57
P-36a	2,93	0,34	7,70	54,13	0,14	4,69	0,59
P-37a	7,91	0,05	7,73	84,04	0,09	0,82	0,09
P-37b	15,38	0,30	9,73	72,52	0,13	2,17	0,34
P-38a	32,28	0,23	12,44	40,61	0,31	9,95	1,26
P-38b	10,81	0,24	11,51	37,31	0,31	11,05	1,17
P-40a	17,90	0,21	12,73	60,81	0,21	5,26	0,86
P-41	13,12	0,31	8,95	73,67	0,12	1,24	0,28
P-42a	6,19	0,19	16,39	41,53	0,39	11,62	1,68
P-43a	9,86	0,30	10,10	105,47	0,06	1,40	0,19
P-44b	9,36	0,17	12,17	22,41	0,54	12,55	1,04
P-45	9,98	0,31	8,67	73,50	0,18	1,41	0,22
P-46b	17,04	0,24	12,18	48,68	0,25	7,22	0,88
P-47	13,17	0,34	7,82	87,64	0,09	-	0,13
P-48a	19,87	0,24	10,88	64,65	0,17	2,34	0,59
P-49b	16,02	0,27	10,57	62,33	0,17	3,41	0,55
K-1a	10,04	0,18	33,25	10,37	3,21	52,09	2,45
K-22	12,61	0,31	10,99	46,46	0,24	1,98	0,44
K-23	7,37	0,37	8,51	84,69	0,10	-	0,12
K-29	11,59	0,35	9,48	34,65	0,27	2,68	0,37
K-32	11,94	0,38	9,38	85,06	0,11	-	0,14
K-34	16,40	0,36	9,13	45,06	0,20	2,17	0,29
K-35	19,62	0,38	9,15	58,87	0,16	1,26	0,16
K-36	30,62	0,24	17,56	34,69	0,51	11,11	1,10
K-44	17,36	0,36	9,79	46,15	0,21	2,29	0,21
K-45	8,52	0,38	8,48	52,73	0,16	1,15	0,16
K-48	3,91	0,24	19,24	13,57	1,42	33,70	2,32
K-52	5,00	0,19	23,11	14,07	1,64	26,94	1,92
K-53	8,87	0,37	9,19	57,00	0,16	0,75	0,15
K-54b	63,59	0,29	16,86	16,11	1,05	16,73	0,99
K-54c	7,87	0,22	20,10	17,08	1,18	18,13	1,17
K-56	10,96	0,31	10,91	19,80	0,55	7,92	0,60
K-57	6,54	0,41	8,20	54,22	0,15	1,99	0,14
K-58a	57,57	0,31	12,05	19,86	0,61	8,10	0,56
K-58b	11,46	0,27	13,84	39,31	0,35	4,13	0,27
K-59	6,71	0,41	8,25	59,89	0,14	1,38	0,08
K-60	13,96	0,30	11,45	19,06	0,60	7,73	0,48
K-61	6,14	0,39	9,06	36,87	0,25	2,97	0,17
1.átlag	17,61	0,26	26,24	35,92	1,21	25,60	2,13
2.átlag	12,48	0,32	9,42	67,89	0,15	1,35	0,25

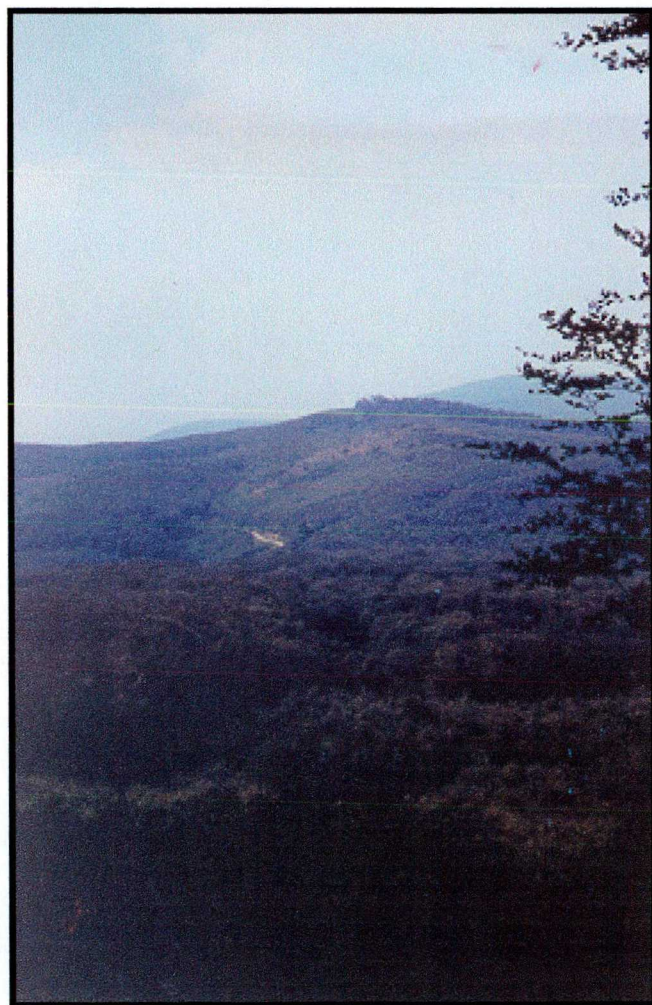
IX. táblázat:

A geokémiai adatokból számított korrelációs mátrix

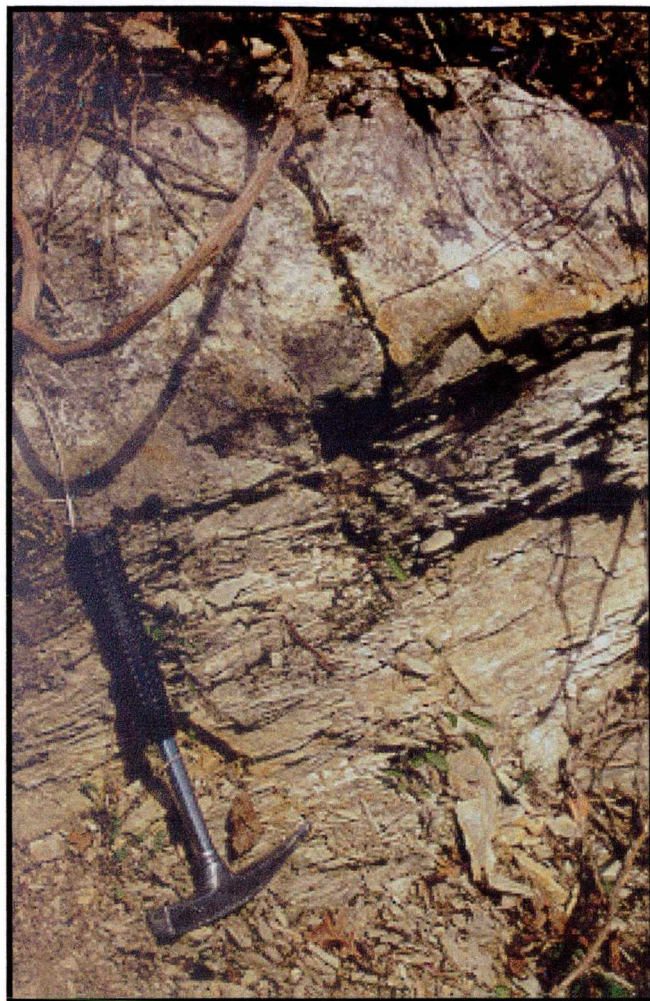
Elemek és elemarányok	Al	Si	P	K	Ca	Ti	V	Mn	Fe	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Si/Al	Al/ (Al+Fe+Mn)	Fe/Ti	Fe/Mn	Mn/Ti	P/Ti	Sr/Ti	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
Al	1	0,544	-0,326	0,384	-0,449	0,414	-0,233	-0,213	0,290	0,615	0,523	0,332	0,009	-0,383	-0,429	0,337	-0,387	0,346	-0,266	-0,279	-0,351	-0,729	-0,485
Si		1	-0,851	0,625	-0,959	0,700	0,301	-0,397	0,645	0,587	0,734	0,617	0,269	-0,670	-0,042	0,546	-0,702	0,762	-0,589	-0,730	-0,830	-0,806	-0,819
P			1	-0,567	0,870	-0,679	-0,659	0,552	-0,623	-0,619	-0,695	-0,616	-0,344	0,470	0,121	-0,424	0,686	-0,806	0,672	0,768	0,720	0,604	0,848
K				1	-0,773	0,956	0,610	0,024	0,935	0,912	0,725	0,940	0,664	-0,809	-0,185	0,853	-0,613	0,457	-0,459	-0,572	-0,755	-0,772	-0,406
Ca					1	-0,835	-0,654	0,338	-0,801	-0,686	-0,786	-0,761	-0,433	0,751	0,097	-0,572	0,721	-0,806	0,608	0,751	0,864	0,857	0,764
Ti						1	0,707	-0,144	0,952	0,870	0,769	0,920	0,652	-0,755	-0,261	0,580	-0,713	0,690	-0,569	-0,680	-0,805	-0,801	-0,520
V							1	0,061	0,676	0,512	0,103	0,685	0,599	-0,473	0,138	0,357	-0,227	0,57	-0,551	-0,656	-0,524	-0,633	-0,322
Mn								1	-0,076	-0,314	-0,332	-0,082	-0,113	-0,256	0,089	0,048	0,401	-0,706	0,625	0,450	0,156	-0,022	0,483
Fe									1	0,830	0,709	0,932	0,628	-0,725	-0,219	0,530	-0,592	0,683	-0,530	-0,634	-0,763	-0,826	-0,496
Ni										1	0,772	0,871	0,725	-0,694	-0,274	0,433	-0,645	0,476	-0,715	-0,750	-0,745	-0,600	0,015
Cu											1	0,654	0,494	-0,608	-0,234	0,405	-0,621	0,681	-0,360	-0,612	-0,711	-0,624	-0,545
Zn												1	0,614	-0,708	-0,203	0,662	-0,609	0,607	-0,532	-0,617	-0,747	-0,732	-0,472
Rb													1	-0,325	-0,081	0,383	-0,483	0,370	-0,497	-0,496	-0,525	-0,504	-0,390
Sr														1	0,113	-0,643	0,148	-0,366	0,130	0,313	0,708	0,830	0,311
Si/Al															1	-0,022	0,036	-0,181	0,013	-0,023	-0,020	0,066	0,055
Al/ (Al+Fe+Mn)																1	-0,573	0,253	-0,377	-0,476	-0,666	-0,711	-0,469
Fe/Ti																	1	-0,586	0,875	0,925	0,879	0,552	0,626
Fe/Mn																		1	-0,657	-0,667	-0,605	-0,632	-0,700
Mn/Ti																			1	0,949	0,704	0,378	0,622
P/Ti																				1	0,864	0,510	0,758
Sr/Ti																					1	0,783	0,698
$\delta^{13}\text{C}$																						1	0,560
$\delta^{18}\text{O}$																							1



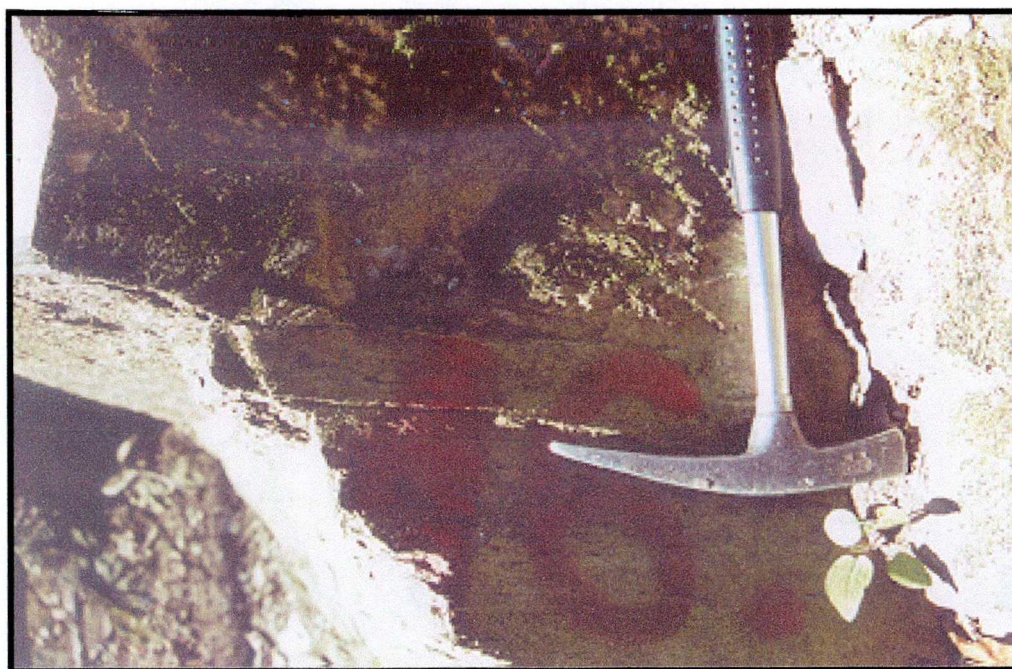
1. kép: A Püspökszentlászló II. szelvény képe dél-délkeleti irányból.
A méretarányul szolgáló alak magassága 168 cm.



2. kép: A Kecskegyűr, útbevágás szelvényének távlati képe a Zengő északi oldaláról.



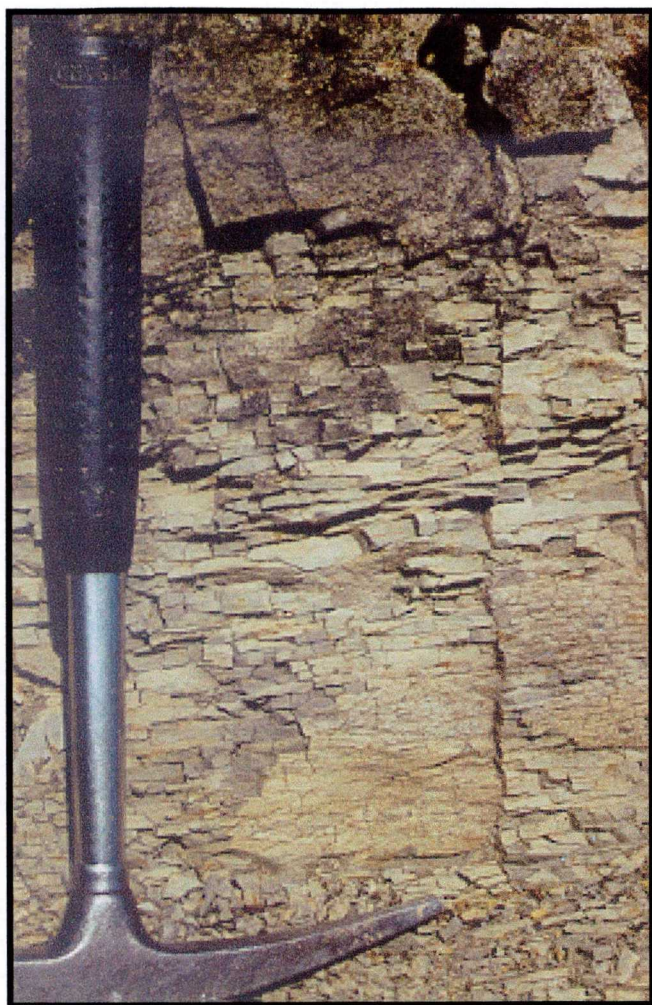
3. kép: Karakteres rétegpárok a rétegsorból.
Kecskegyűr, útbevágás. A kalapács hossza 32 cm.



4. kép: Karakteres rétegpárok a rétegsorból.
Püspökszentlászló II. szelvény. A kalapács fejének hossza 18 cm.



5. kép: Kompakt, karbonátban gazdag félrétegpár. Kecsegyűr, útbevágás, K-3 sz. réteg. Az objektívsapka átmérője 52 mm.



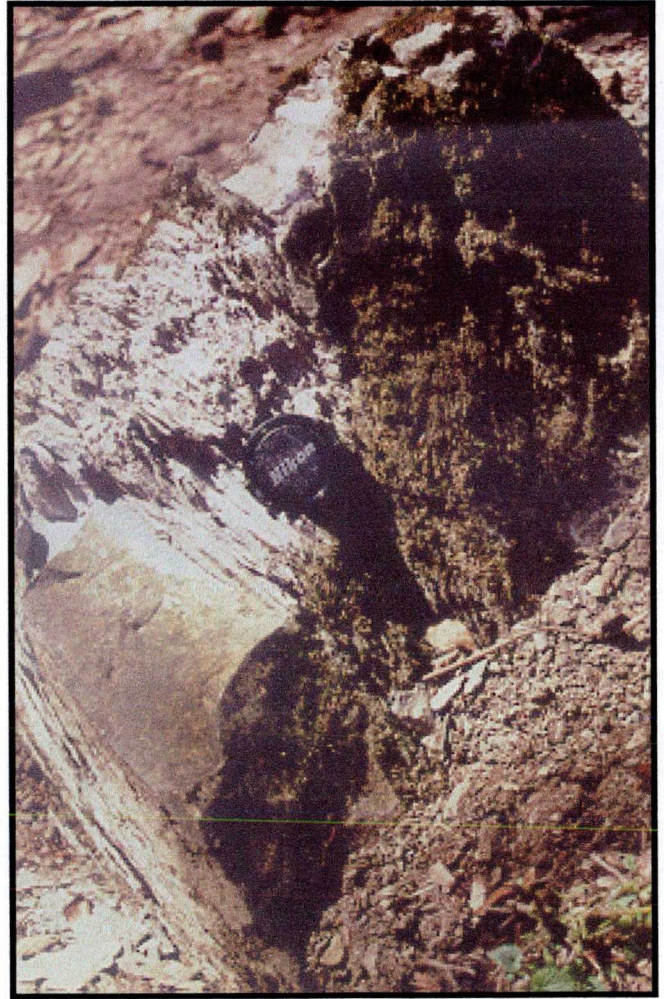
6. kép: Levelesen elváló, karbonátban szegény félrétegpár. Kecsegyűr, útbevágás, K-22 sz. réteg. A kalapács hossza 32 cm.



7. kép: Fokozatos átmenetet mutató réteghatár. Kecsegyűr, útbevágás, K-64 sz. réteg. A kalapács hossza 32 cm.



8. kép: Fokozatos átmenetet mutató réteghatár.
Kecskegyűr, útbevágás, K-38 sz. réteg.



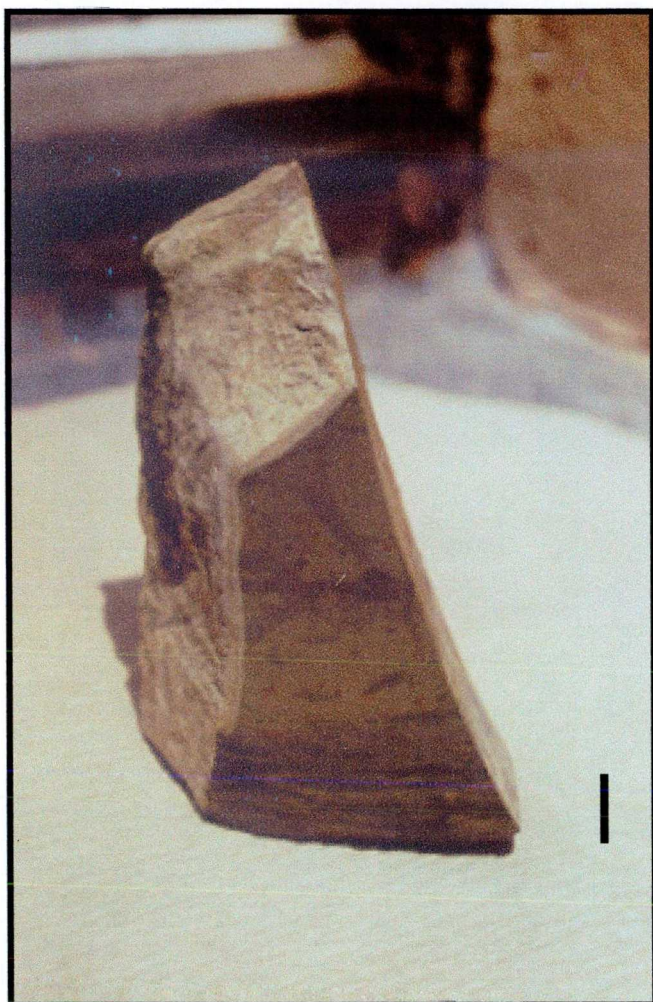
9. kép: Éles átmenetet mutató réteghatár.
Püspökszentlászló II. szelvény, P-30 sz. réteg.
Az objektívsapka átmérője 52 mm.



10. kép: Éles átmenetet mutató réteghatár. Püspökszentlászló II. szelvény, P-48 sz. réteg.



11. kép: Hullámos rétegfelszínek. Kecsegyűr, útbevágás, K-21 sz. réteg.
A kalapács hossza 32 cm.



12. kép: Egy rétegen belül szabályszerűen változó penetrációs mélység és ichnofosszília diverzitás. K-29 sz. minta.
A méretarányul szolgáló vonal hossza 1 cm.



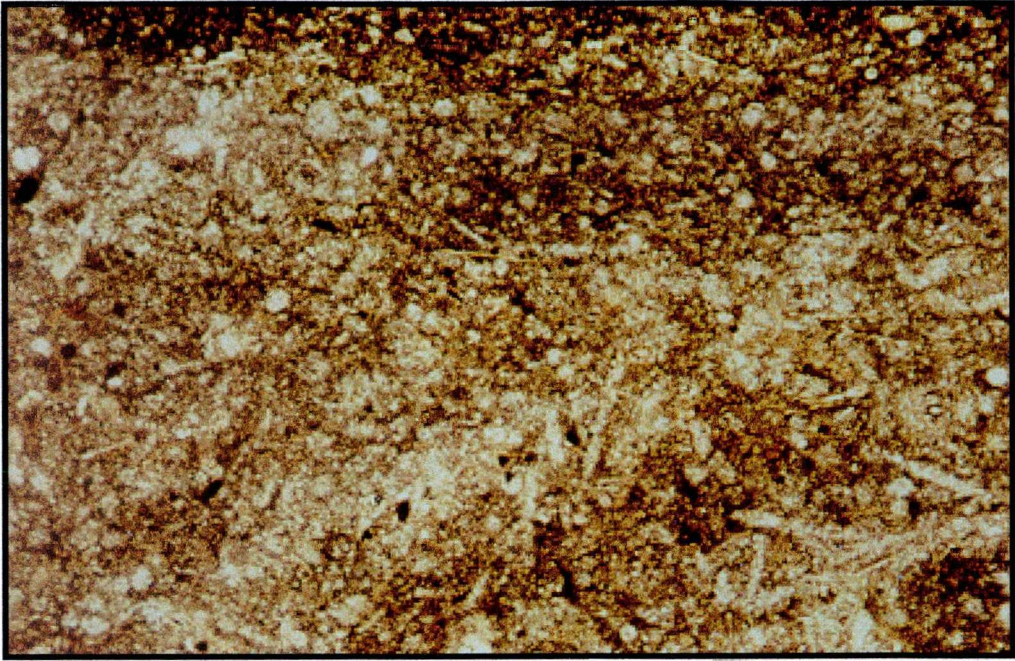
13. kép: Diverz, nagy penetrációs mélységű nyomfosszília együttes. K-11 sz. minta.
A méretarányul szolgáló vonal hossza 1 cm.



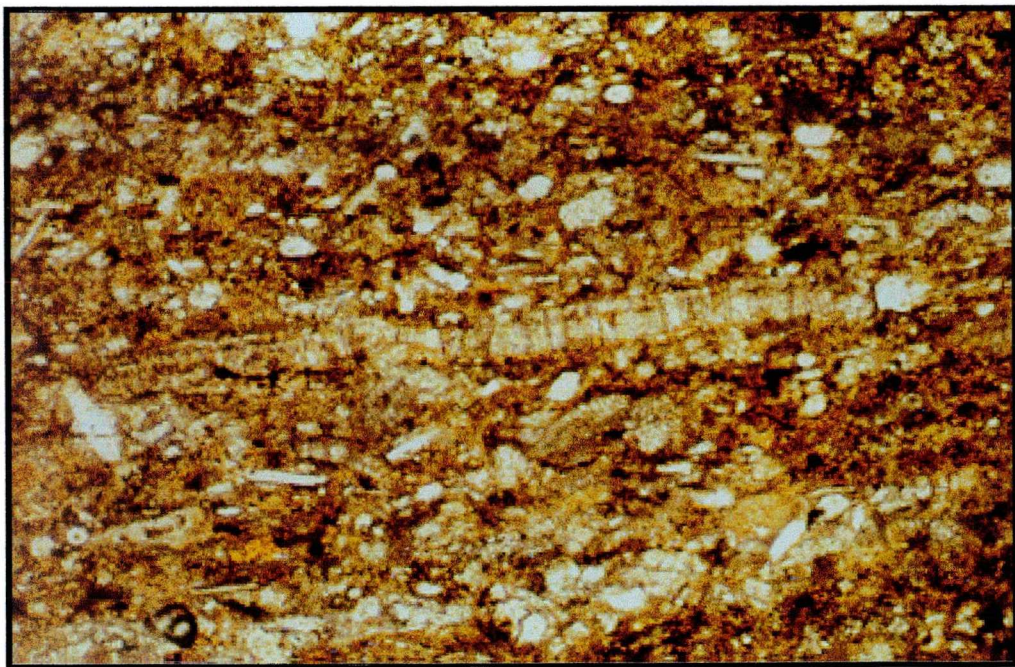
14. kép: Kis diverzitású, kis penetrációs mélységű nyomfosszília társaság.
K-51 sz. minta.
A méretarányul szolgáló vonal hossza 1 cm.



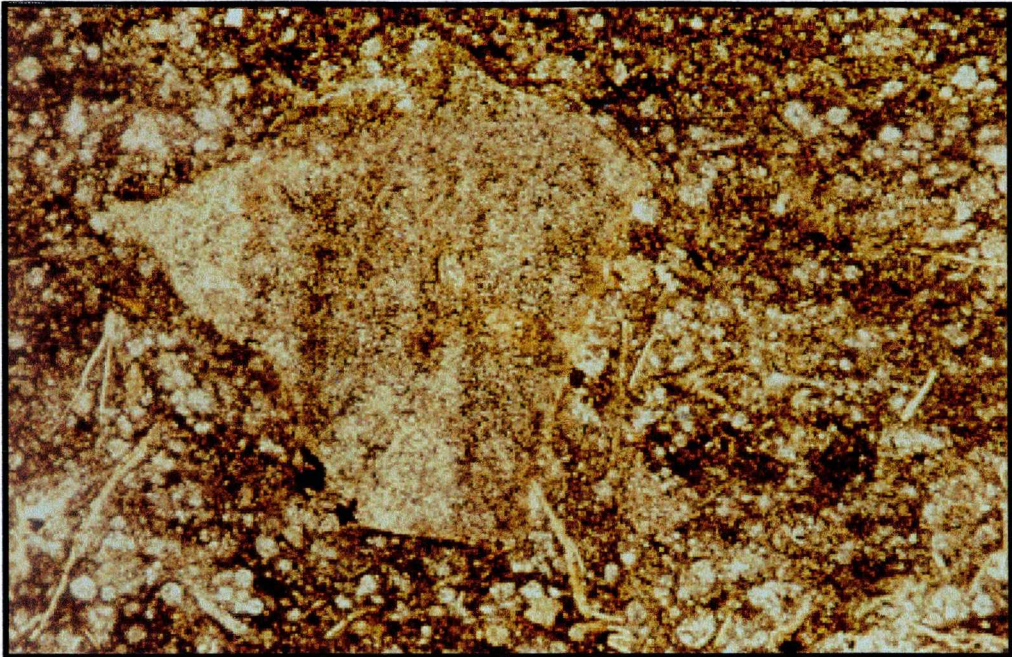
15. kép: Kis diverzitású, kis furatsűrűségű nyomfosszília együttes.
K-63 sz. minta. A méretarányul szolgáló vonal hossza 1 cm.



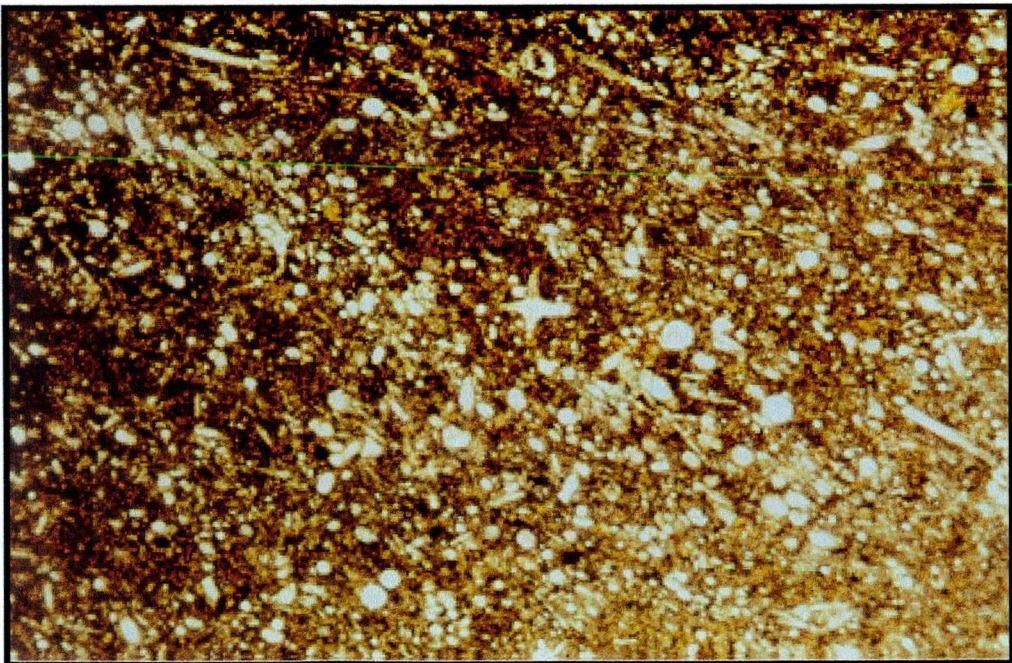
16. kép: Packstone szövetű szivacsstű, Radiolaria biomikrit lokális mikropátitosodással. P-6b minta, N:50X, // Nikolok.



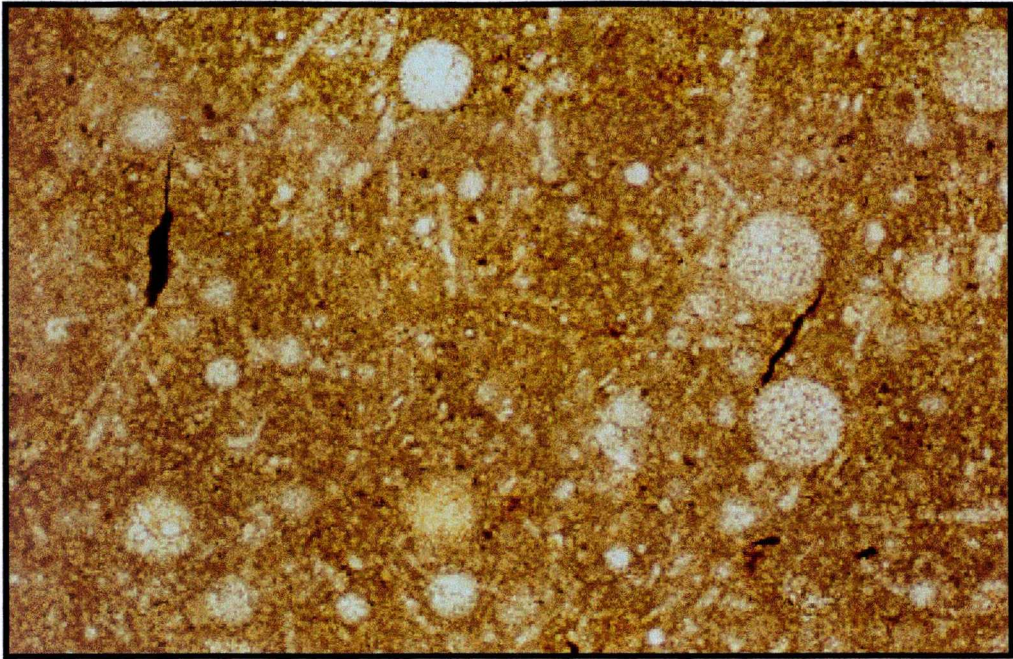
17. kép: Brachiopoda váztöredék átkristályosodott Echinodermatákkal, szivacsstűkkel, kvarc szemcsékkel. P-17a minta, N: 100X, // Nikolok.



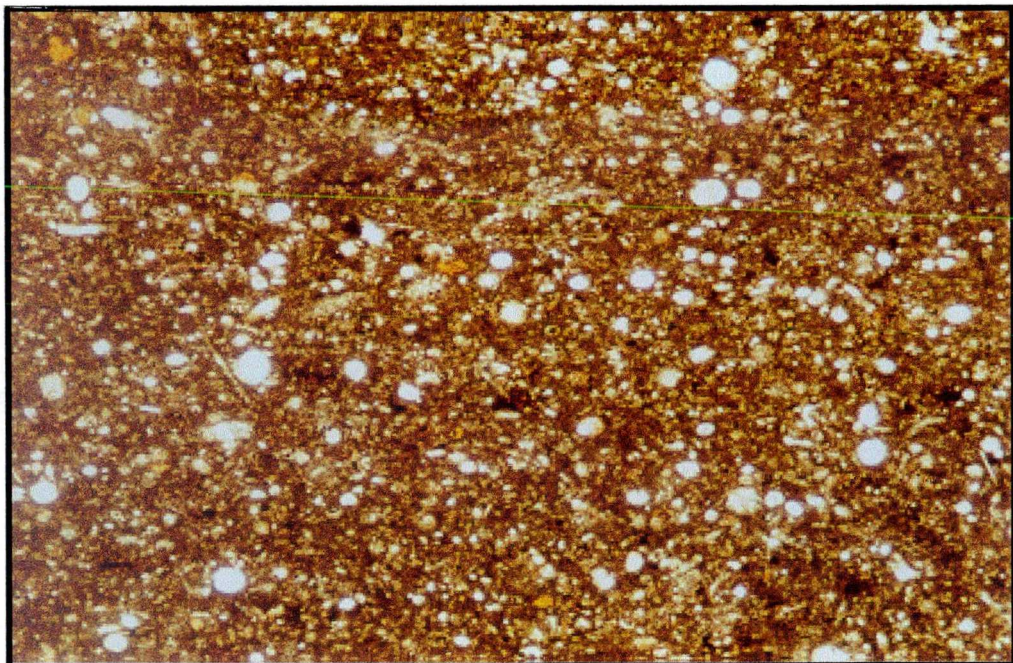
18. kép: Crinoidea vázelem átkristályosodott Echinodermata törmelékkel és Bositrákkal. P-6b minta, N:50X, // Nikolok.



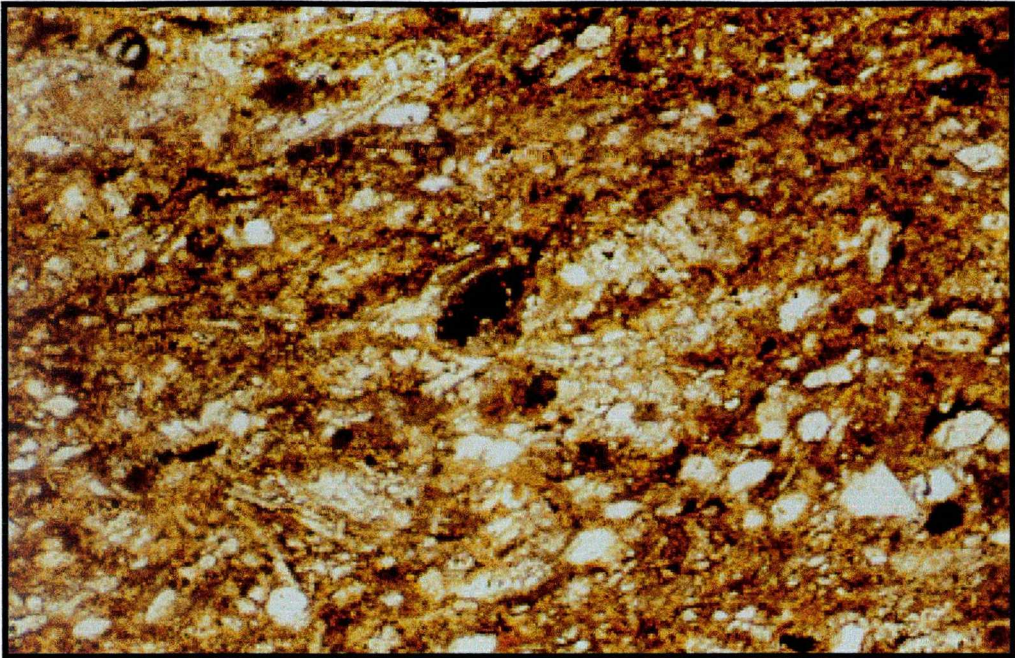
19. kép: Packstone-wackestone szövettű szivacsstű, Radiolaria biomikrit. P-16a minta, N: 50X, // Nikolok.



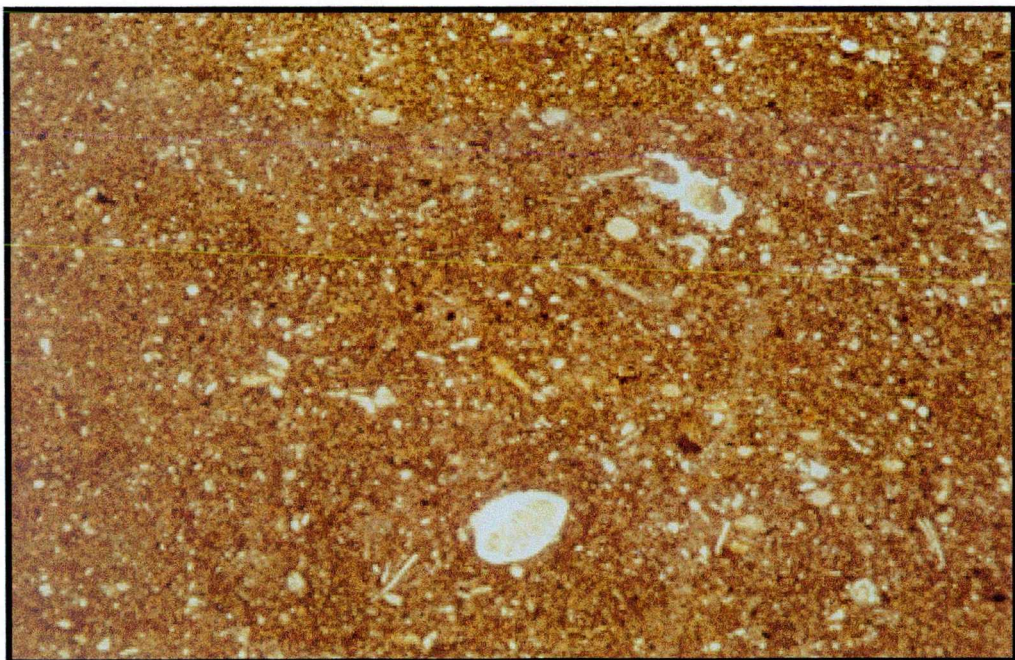
20. kép: Wackestone szövetű biomikrit átkristályosodott Radiolariákkal.
K-33a minta, N: 100X, // Nikolok.



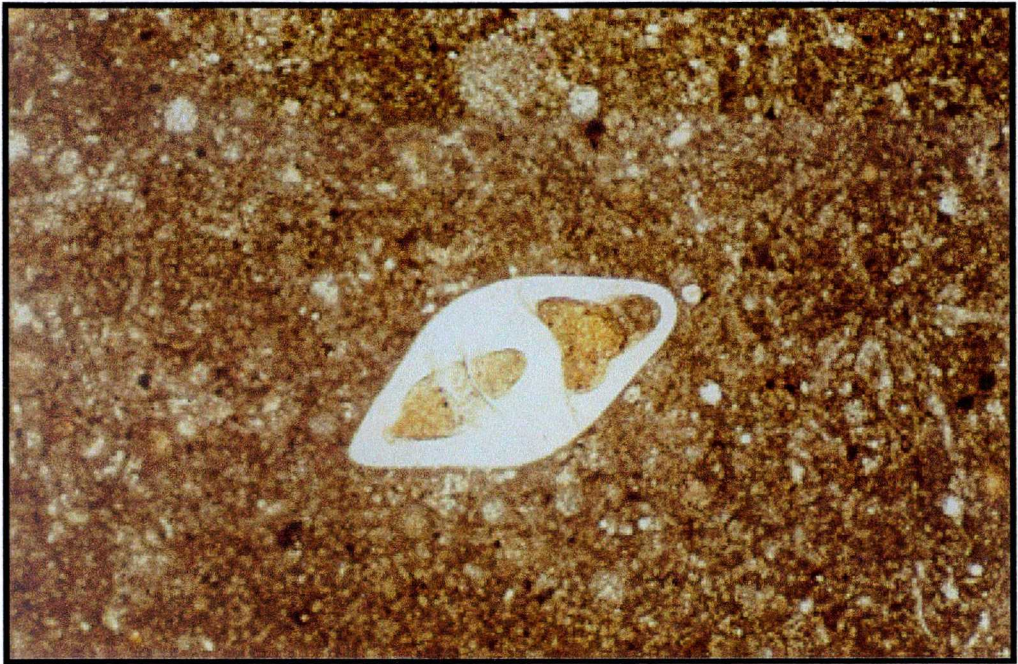
21. kép: Packstone szövetű szivacsstűs, Radiolaria biomikrit.
K-40 minta, N: 50X, // Nikolok.



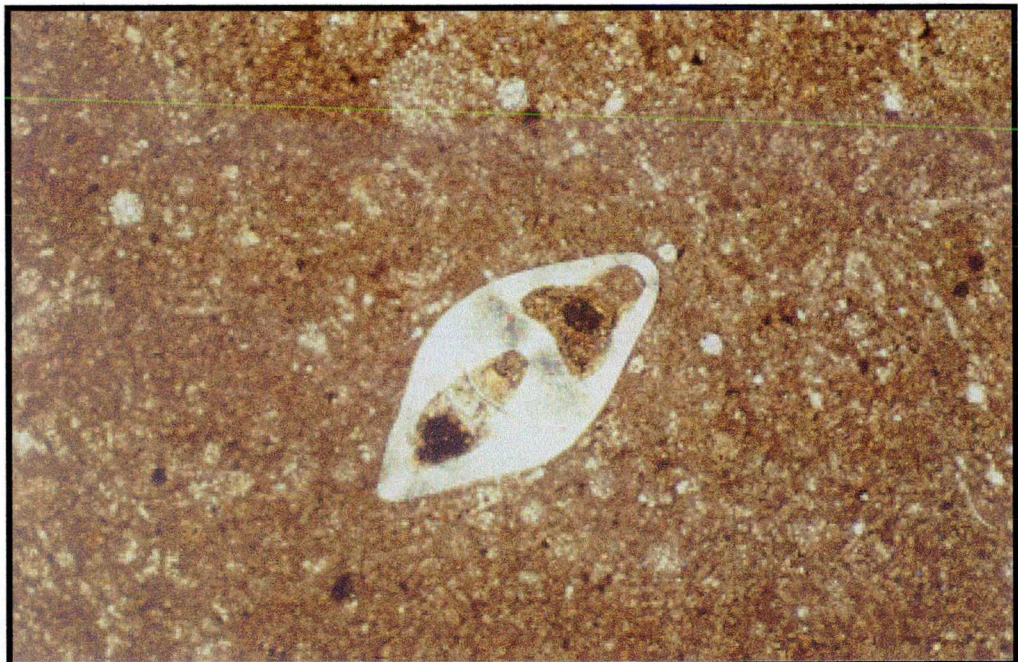
22. kép: Mikrites kitöltésű Foraminifera kvarcsezemcsékkel, mikropátitosodott alanyaggal, Bositrákkal. P-9b minta, N: 100X, // Nikolok.



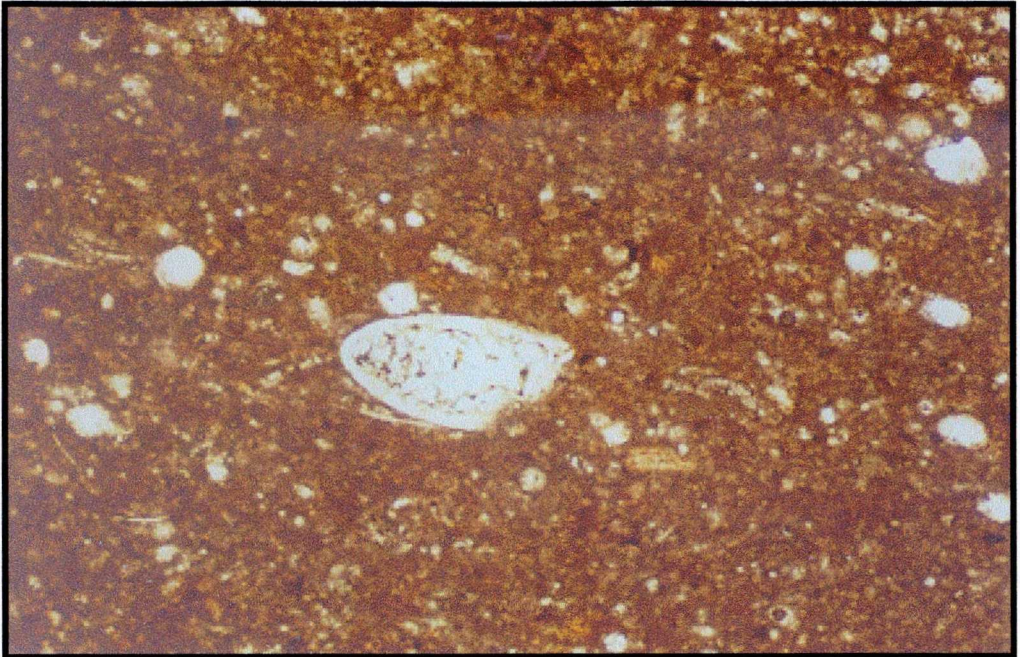
23. kép: Lenticulina sp. packstone szövetű Bositrás Radiolaria biomikritben. K-40 minta, N: 50X, // Nikolok.



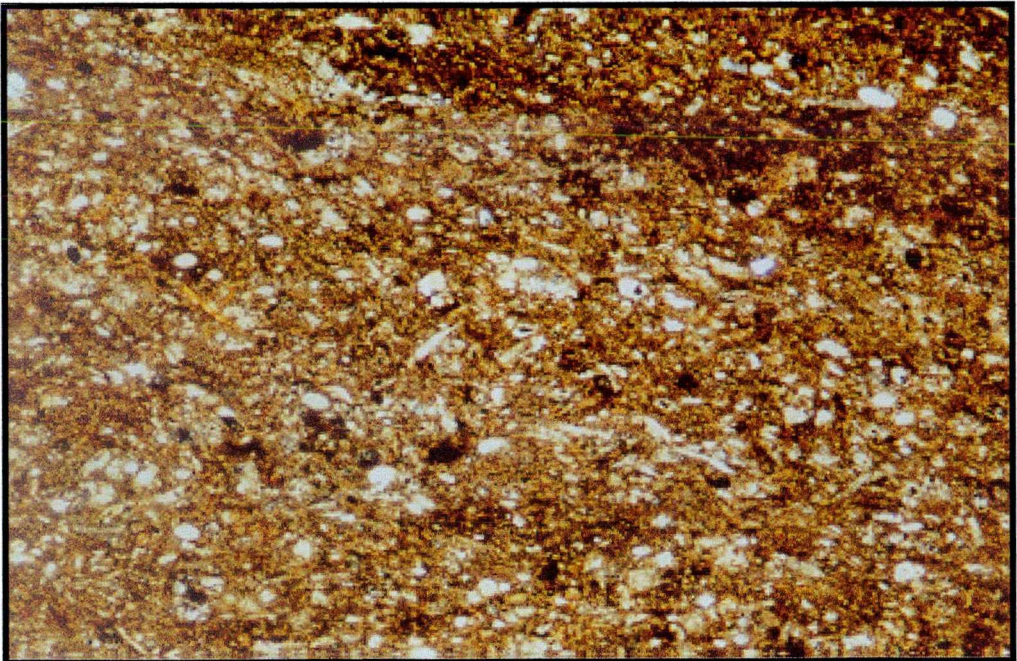
24. kép: Epistominidae sp. Radiolaria biomikritben.
K-78 minta, N: 100X, // Nikolok.



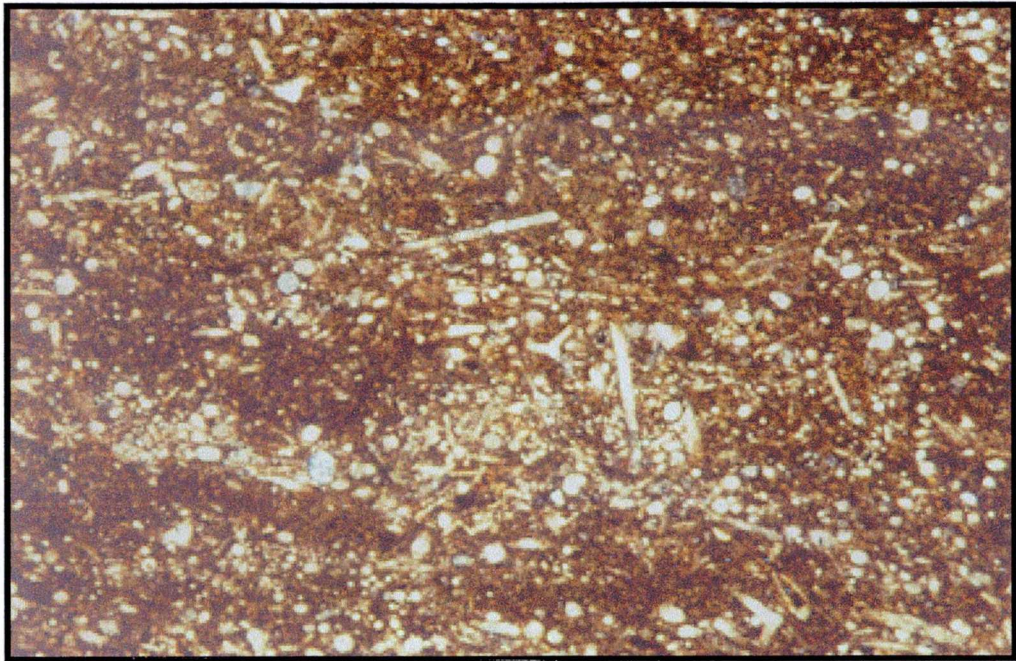
25. kép: Epistominidae sp. Radiolaria biomikritben.
K-78 minta, N: 100X, + Nikolok.



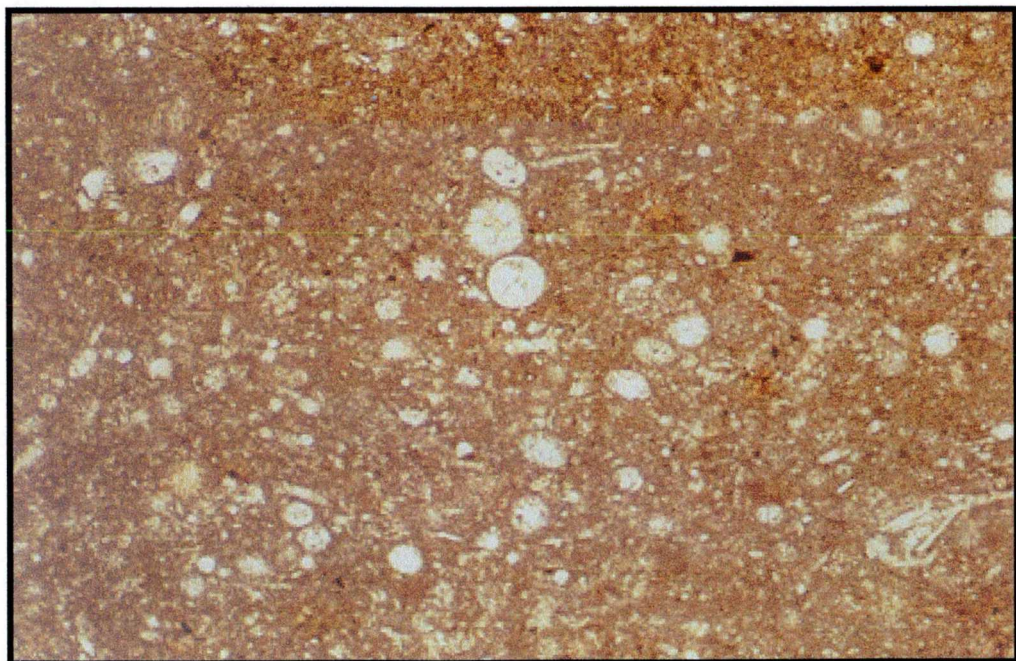
26. kép: Pátitos kitöltésű Foraminifera, Radiolaria biomikritben.
K-42 minta, N: 100X, // Nikolok.



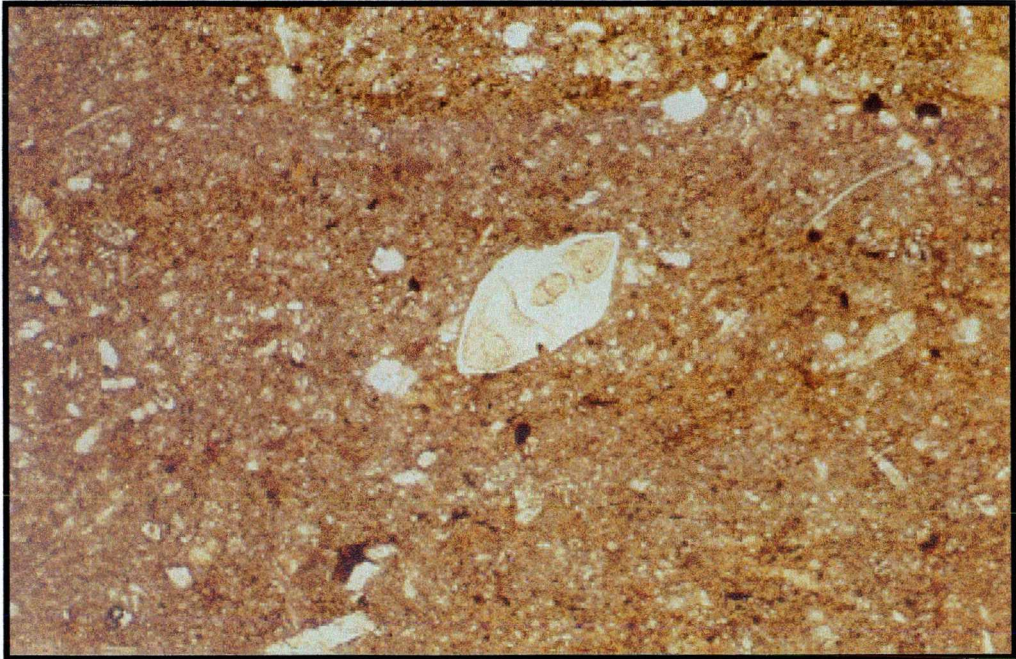
27. kép: Kerekítetlen kvarc szilt szemcsék packstone szövetű Radiolariás,
Echinodermatás szivacsstű biomikritben.
P-9b minta, N: 50X, // Nikolok.



28. kép: Kerekítetlen kvarc szemcsék packstone szövetű Radiolaria-szivacstű biomikritben.
P-13 minta, N: 50X, + Nikolok.



29. kép: Átkristályosodott Radiolariák wackestone szövetű biomikritben,
Bositrákkal és bioklasztokkal.
K-54a minta, N: 100X, // Nikolok.



30. kép: Epistominidae sp. Bosítás, szivacsstűs Radiolaria biomikritben.
K-64 minta, N: 100X, // Nikolok.