

Ciklussztratigráfiai vizsgálatok a gerecei krétában: előzetes eredmények

Cretaceous cyclostratigraphy of Gerecse Mts Preliminary results

FOGARASI Attila

ELTE Általános és Történeti Földtani Tanszék, 1088 Budapest, Múzeum krt. 4/A.

(11 ábrával és 1 táblázzal)

Abstract

During the intervals of turbidite activity two alternating types of marls deposited on a mud-dominated submarine slope of Cretaceous age in the Gerecse Mts. These marls comprise couplets of calcareous and argillaceous marl beds that show a special carbon and oxygen isotope signal correlative with the change in the carbonate content.

Diagenetic origin for the alternating bedding can be excluded due to bedding pattern and isotopic signal.

Deposition of a couplet took place 20 ky according to the presumed sedimentation rate based on ammonite biostratigraphy. Since autocorrelation analysis of couplet thicknesses revealed a low-frequency repetition in 4-5 and 16-17 couplet intervals, several orders of cyclic controlling mechanisms were active. While Milankovic-scale cyclicality were observed, orbital forces - cycles of precession and eccentricity - are supposed to influence the depositional environment.

Fluctuation of humid and less humid monsoonal periods governed the amount of nutrient and fine terrigenous material transported into the basin.

Decreasing or increasing of the circulation velocity in the basin and the amount of organic carbon product resulted in differentiated dissolution of carbonates at the near surface of the sediments. This periodic change called dissolution cycle is revealed at the lower parts of the section investigated.

Some dilution cycles were produced above by the increased transport of terrigenous material. Related to a drastic enhancement of turbidity current activity the cyclic pattern disappeared at the topmost part of the sequence.

The model for sedimentary environment (FOGARASI, 1995) - the progradation of the mud-dominated submarine slope - is supported by the vertical change of the cycle types. Relatively distal parts of the slope were characterized by dissolution cycles, while more proximal parts show features of dilution cycles.

The climatic conclusions supported by the investigations are independent from the possible validity of the orbital effect.

Key words: Gerecse, Early Cretaceous, cyclicality, dissolution cycle, dilution cycle

Összefoglalás

A Gerecse hegység korakréta üledékeit olyan márgák alkotják, amelyek a közbetelepülő homokkőveket lerakó zagyártevékenység szüneteiben képződtek. A márga ciklikusan változó karbonáttartalommal jellemezhető; karbonátosabb és agyagosabb rétegekből álló rétegpárokat alkot. Az egyes rétegek szén-, illetve oxigénizotóp arányai a karbonáttartalommal párhuzamosan változnak. A rétegzés külső megjelenése és az izotópos vizsgálatok alapján kizárható a rétegpárok diagenetikus eredete.

Egy rétegpár lerakódása 20 ezer évet vett igénybe az ammonitesz-rétegtan alapján számított üledéklerakódási sebesség szerint. Az autocorrelációs vizsgálatok alapján a rétegpárok átlagos

vastagsága 4-5, illetve 16-17 rétegpáronként ismétlődik, tehát több szintű ciklicitás figyelhető meg. Mivel ez a ritmus a Milanković-ciklusok nagyságrendjébe tartozik, első megközelítésként feltételezhető, hogy a Föld változó pályaelemeinek hatására alakult ki.

A különböző fizikai-kémiai paraméterek vizsgálata alapján a következő ökoszisztémái modell alakítható ki. A medencébe áramló nutrien és finomszemcsés terrigén anyag mennyiségét szárazabb és nedvesebb monszunperiódusok szabályozták. A medence vizének cirkulációs sebessége és a megtermelt szerves anyag lerakódásának függvényében fluktuált a karbonátanyag differenciált visszaoldódása az aljzaton és az aljzat közelében. Ez a jelenség a szelvény alsó részén tanulmányozható. A felsőbb részekben a terrigén anyag beszállításának megnövekedésével hígítási ciklusok alakultak ki, míg a zagyártevékenység erősödő hatására a ritmikus jelleg eltűnt a szelvény tetején.

A ciklustípusok fent vázolt szelvénytípus szerinti változása teljes mértékben alátámasztja a feltételezett üledékképződési modellt (FOGARASI, 1995) – az uralkodóan péltites tengeralatti lejtő progradációját. A lejtő viszonylag távoli részein a visszaoldódási ciklus, míg a medenceperem közelebbi részein a hígítási ciklus alakult ki.

Az éghajlatváltozás leírt hatása független attól, hogy milyen okok miatt jött létre – a pályaelemek változása miatt, vagy más allo- vagy autociklusos tényezők hatására.

Bevezetés

A Bersek-hegy alsókrétájának üledékföldtani vizsgálata során a háttérüledék váltakozó karbonáttartalmú márgáinak ciklussztratigráfiai elemzésére is sor került. A rétegek vastagságviszonyain, karbonáttartalmán, oxigén- és szénizotópos vizsgálatán, valamint egyéb, terepen megfigyelt bélyegein alapuló előzetes eredményeket az alábbi tanulmány mutatja be. A rétegsor további, paleoökológiai tényezőket is figyelembe vevő vizsgálata jelenleg is folyamathat van.

A ciklussztratigráfia az üledékes rétegsorokban megfigyelhető ritmikus jellegek vizsgálatával foglalkozik, amilyen pl. a karbonáttartalom változása (FISCHER, 1980). Ezen változások belső mintázata (az egyes ismétlődési frekvenciák egymáshoz való viszonya), illetve keletkezésük magyarázható a Föld különböző pályaelemeinek ciklikus változásaival, illetve azok éghajlatra gyakorolt hatásával (pl. DE BOER 1983, 1990; COTILLON 1987; EINSELE és társai 1991; FISCHER és társai 1990; Terra Nova, vol. 1; és mások).

A Föld pályaelemei és hatásuk az éghajlati rendszerre

A Föld, mint égitest legfontosabb pályaelemei (1. ábra, EINSELE és RICKEN, 1991 után) az excentricitás, a precesszió, és a tengelyferdeség (vö. BERGER, 1981b).

A földpálya keringési ellipszisének tengelyei nem állandóak, a pálya a közel kör alaktól az elnyújtott ellipszisig változik. A kis és nagytengely aránya az excentricitás, amely változásának legfontosabb periódusai 98, 126 és 410 ezer évesek.

A Föld forgási tengelye nem merőleges a keringés síkjára (az ekliptikára), hanem azzal jelenleg közel $66,5^\circ$ -ot zár be. A forgó testekre vonatkozó fizikai törvények szerint a ferde tengelyű pörgettyűk tengelye is körbeforog. A Föld esetében ezt a forgást nevezzük precesszióknak, amelynek periódusideje 26 ezer év. Az excentricitás változása miatt vándorló napközeli helyzethez viszonyítva ez a ciklus 21 ezer éves átlagperiódusú.

A Föld tengelye azonban nem állandóan $66,5^\circ$ -ot zár be az ekliptika síkjával, hanem 68° -tól $65,5^\circ$ -ig változtatja dőlését. Ez a tengelyferdeség, amely 41 ezer éves ciklusban változik.

A Nap, a nagybolygók és főként a Hold lassító hatására a precesszió és a tengelyferdeség változásának

periódusai a Föld története során folyamatosan hosszabbodnak (BERGER és társai, 1989, 1992), hasonlóan a nap hosszához. A kréta időszakban a precesszió kb. 20 ezer éves, a tengelyferdeség kb. 38 ezer éves periódussal változott. Az excentricitás értéke valószínűleg nem változott a Föld keletkezése óta.

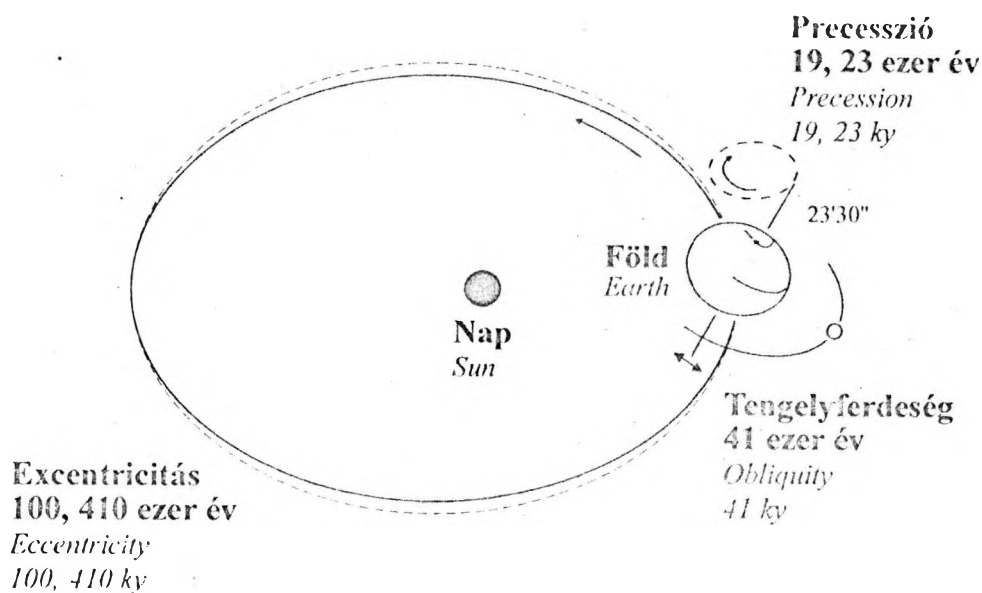
Milyen folyamatok útján képes ez a ciklikus változás hatni a klímára (vö. MILANKOVICH, 1941)?

Az éghajlati rendszer legfontosabb eleme a Naphól a Földre érkező energia mennyisége, azaz a besugárzás (NEWELL és CHIU, 1981; az éghajlati rendszer elemeit lásd a 2. ábrán, GATES, 1981 után). Ennek nemcsak mennyisége, hanem évi, sőt napi eloszlása is fontos tényező. Nagyobb excentricitásnál naptávolban kevesebb energia jut adott felületegységre, mint kisebb esetében. A precesszió és az excentricitás változásával az évszakok és a napközeli helyzet viszonya megváltozik, forró, napközeli nyár és hidegebb, naptávoli nyár váltogatják egymást. A Föld tengelyszögének változásával a nyári és téli maximum besugárzási szög megváltozik – nagyobb tengelyszögnél a nyári besugárzási szög nagyobb, a téli kisebb,

kisebb tengelyszögnél a nyári besugárzási szög kisebb, a téli nagyobb.

A besugárzás változásával a földi légkörzés jelentősen megváltozik (NEWELL és CHIU, 1981). A hőmérsékleti egyenlítő évi vándorlásának jellege és nagysága a légkörzés alapvető eleme, az egyenlítői (ún. Hadley-) cella felszálló ágának helyzetét szabja meg. Ez az egyenlítői, alacsony légnyomású, felszálló öv és a térítők mentén található magas légnyomású, leszálló övből áll. Az egyenlítő és a magasabb szélességek közötti hőmérsékleti

kontraszt a hőtöbbletet a sarkok felé szállító és elosztó ciklonok erősségét és földrajzi elterjedését szabályozza. A tengerek és szárazföldek közötti hőmérsékleti kontraszt a monszun erősségét, így a tengerek és szárazföldek határán lecső csapadék mennyiségét és évi eloszlását befolyásolja (BARRON és társai, 1985). Mindezek szoros összefüggésben állnak a besugárzással, ahogy ezt az energiaegyensúlymodelleken (EBM = Energy Balance Model) végzett vizsgálatok tanúsítják (pl. GHU, 1981).



1. ábra. A Föld fontosabb pályaelemei és változásuk periódusideje (EINSELE és RICKEN, 1991 után, módosítva). A részletesebb magyarázatot lásd a szövegben.

Fig. 1. Orbital parameters of the Earth (after EINSELE and RICKEN, 1991). Detailed explanation in text.

Az éghajlati rendszer és az üledékképződés – vizsgálati módszerek

Az üledékképződés alapvető fontosságú tényezője az éghajlat. A lepusztulás mennyiségét és minőségét meghatározzák a csapadék- és hőmérsékleti viszonyok – allitos, sziallitos mállás; a fizikai ill. a kémiai mállás uralkodó volta –, s ugyancsak befolyásolják a kialakuló talaj jellegét. A tenger alatt történő üledéklerakódásnál ugyan nem beszélhetünk talajosodásról, ám a pelágikus flórára (és áttételesen a faunára is) döntő hatással vannak a hőmérséklet, napfény és áramlási viszonyok. Az elemek – pl. szén, nitrogén, foszfor – globális ciklusainak alakításában szintén fontos szerepet játszik az éghajlat (WEISERT, 1989).

Így az éghajlatváltozások – s ezáltal a Föld pályaelemeinek változása – tanulmányozhatók az általuk az üledékes rétegsorban okozott változások vizsgálatával. Az egyes üledékes (karbonáttartalom, összes szervesanyag-tartalom, szén-, vagy oxigénizotóp-arányok, rétegvastagság, mágnesezettség, stb), és biológiai (diverzitás, egyedszám, plankton-bentosz arány, stb) jellemzők

változásának periódusideje az esetek túlnyomó részében egybeesik a Föld pályaelemeinek periódusidejeivel, bizonyítva a fent leírt hatásmechanizmus kifejlődését (EINSELE és társai, 1991; FISCHER és társai, 1990; Terra Nova, vol. 1).

A légyakrabban megemlített irodalmi példák a karbonáttartalom, illetve a szervesanyag mennyiségének változását elemzik. Ugyanakkor pl. a mikroszemcsés frakció kvarc- és agyagtartalma arányának (BARRON és társai, 1985) és az ún. „biogén kova” mennyiségének periódikus változását is megfigyelték már. Kísérlet történt egyes agyagásvány-társulások ritmikus ismétlődésének bizonyítására is (TOMADIN és LANDUZZI, 1991). A különböző, nagyobb mennyiségben előforduló kémiai vegyületek elemzése mellett a mikroelem-vizsgálatok is elterjedtek a ciklussztratigráfiában. A foszfor, titán, vas, bárium (SHIMMIELD és társai, 1990) és egyéb ritkább elemek mellett kiemelkedő jelentőségű az oxigén és a szén izotópjainak elemzése (pl. DE BOER, 1983).

Az oxigénizotóp-arányt befolyásoló tényezők közül a legfontosabbak a hőmérséklet, a sótartalom, az áramlási viszonyok, a légkör-óceán felszíni kölesönhatás és a biológiai pumpa (a tengerek felszínéről a mélyebb vizek felé irányuló szervesanyag szállítás az élő szervezetek elpusztulása, majd lesüllyedése során). Ezek mellett sok egyéb folyamat játszhat szerepet a mért érték kialakításában, így nagy óvatosságot kíván a mért értékek interpretációja (DE BOER, 1983; LEARY és társai, 1989). A szénizotóp-arányt ugyancsak sok összetevő határozza meg, ezek közül azonban kiemelkedő fontosságú a hőmérséklet és a biológiai pumpa (VAN DER ZWAAN és GUDJONSSON, 1986; WEISSERT, 1989).

Kísérletek történtek a kőzetoszlop színe ciklikusságának kimutatására. A legegyszerűbb eljárás fotodenzitóméterrel a kőzet világos és sötét tónusainak arányát méri (pl. PREMOLI SILVA és társai, 1989), de lehetséges valódi színváltozások elemzése is. A magnetosztratigráfiai szelvények részletes vizsgálata során felfigyeltek arra, hogy az ún. szekuláris - másodlagos - mágneses mezőben nagyfrekvenciás ingadozások történtek. Ezen ingadozások ciklussztratigráfiai elemzését pl. NAPOLEONE és RIPEPE (1989) végezték el.

Csaknem valamennyi (főleg tengeri) mikroszkópikus élőlény-csoportra kiterjednek a vizsgálatok. Mind foraminifera (pl. LEARY és társai, 1989), mind nannoplankton-vizsgálatok (ROTH és KRUMBACH, 1986) nagy tömegét végezték el az utóbbi tíz-tizenöt évben. Emellett a radioláriák (DARMEDRU és társai, 1982) és diatomák

(POKRAS és MOLFINO, 1986) alkotnak még olyan csoportot, amelyek életközösségeinek elemzése útján a fontos változások kimutatása lehetséges. Foraminifera közösségek (LEARY és társai, 1989), illetve nannoplankton közösségek (ROTH és KRUMBACH, 1986) összetételének ritmikus eltérése is megállapítható. A plankton vagy a bentosz (LEARY és társai, 1989) diverzitása alapján az egykori lakóhelyek változó életviszonyaira következtethetünk. Az egyes fajok vagy csoportok dominanciája is ciklikus tendenciát mutathat (pl. LEARY és társai, 1989); hasonló következtetésekre juthatunk egy adott faj egyedeinek átlagos méretváltozásainak vizsgálatából. A plankton-bentosz arány (LEARY és társai, 1989), az üledékekben megmaradt életnyomok száma, illetve a táplálkozások nyomok száma (BARRON és társai, 1985) tükrözheti az aljzat szellőzöttségét. A nanno megőrzöttségi fok az üledék felszínének a CCD-hez (kalcit-kompenzációs szint) és az ACD-hez (aragonit-kompenzációs szint) viszonyított helyzetéről (ROTH és KRUMBACH, 1986), illetve az üledékben zajló visszaoldódási folyamatokról adhat felvilágosítást (DIESTER-HAASS, 1991).

A ciklussztratigráfiai vizsgálatokhoz bizonyos matematikai alapismeretekre is szükség van. A ciklikusan változó mérési értékek periódusideje autokorreláció-vizsgálattal, illetve Fourier-analízissel vagy Welsh-spektrum analízissel állapítható meg (DAVIS, 1973.; WEEDON, 1991). Különböző szűrési módszerekkel a mérési hibák és az üledéklerakódási trendek is leválaszthatók (DAVIS, 1973).

A bersek-hegyi rétegsor ciklussztratigráfiai vizsgálata

A vizsgált bersek-hegyi szelvény a Gerecse-hegység ÉK-i részén helyezkedik el. Szerkezeti és rétegtani helyzetének, valamint üledékföldtani viszonyainak részletes elemzését FOGARASI (1995) adja meg.

Háttérüledékképződés

Az uralkodóan peltites tengeralatti lejtőn (FOGARASI, 1995) a zagyrtevékenység szüneteiben váltakozó karbonáttartalmú márga rakódott le. Megkülönböztethetünk meszesebb és agyagosabb tagokat. Az egymás után következő meszes és agyagosabb rétegeket rétegpárokba rendezhetjük.

A rétegpárok lerakódásának időtartama

Az egyes mészmárga és agyagmárga rétegpárok átlagos vastagsága 20 cm. A bersek-hegyi bánya feltárt rétegsorának vastagsága 100-120 m (3. ábra; FOGARASI, 1995). A lerakódás az ammonitesz-vizsgálatok alapján (SOMOGYI, 1914, FÜLÖP, 1958) a valangini-barrémi alatt zajlott le, így HAQ és társai (1987) adatai szerint 12,5 millió évet vett igénybe. Az átlagos üledéklerakódási sebesség ezek szerint kb. 1 cm/ezzer év. Egy rétegpár lerakódásához tehát kb. 20 ezer évre volt szükség, amely kitűnően egyezik a precesszió periódusidejével (Ugyanakkor FÉLEGYHÁZI és

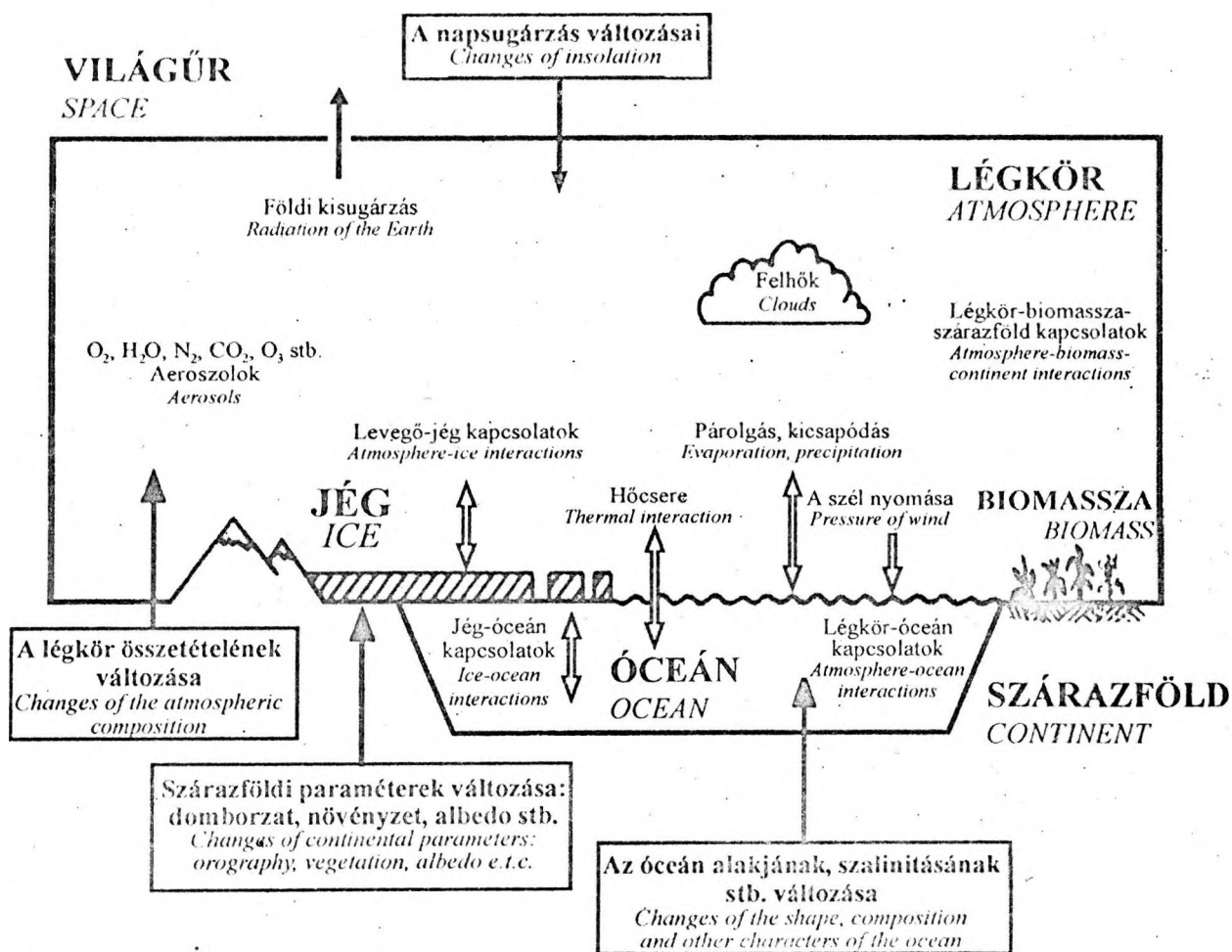
NAGYMAROSY, 1991 adatai szerint ez az időtartam kb. 10 ezer év).

Magasabbrendű ciklusok

Feltéve, hogy a márga karbonáttartalma a precesszió által gyakorolt éghajlati hatásra változott, meg kell jelenjenek a magasabbrendű ciklusok is, ugyanis nemcsak a precesszió, hanem a tengelyferdeség és az excentricitás is módosítja a besugárzott energia mennyiségét. És csakugyan, ha ábrázoljuk a rétegpárok vastagságát a rétegpárok sorszámának függvényében, két különböző periódusú ismétlődést is megfigyelhetünk (4. ábra): 4-5 rétegpáronként és 16-17 rétegpáronként észlelhetők csúcsok, illetve mélyedések a grafikonon.

A rétegpár-vastagság autokorrelációjának vizsgálata (5. ábra) igazolja feltevésünket: megfigyelhető egy 16-17 rétegpáronként megjelenő ismétlődés. A rövidebb periódusú - 4-5 rétegpár - ismétlődés az autokorrelációs grafikonon nem mutatható ki. Ezeket az ismétlődéseket nem befolyásolja az, hogy az ammonitesz- vagy a nannoplankton-korokat fogadjuk-e el.

Figyelembe véve a rétegpárok lerakódásához szükséges 20 ezer éves időtartamot, 100, illetve kb. 320-340 ezer éves periódusokról van szó. Az első kitűnően illeszkedik az excentricitás periódusához. 320-340 ezer éves periódust



2. ábra. A Föld éghajlatának legfontosabb elemei az energia-egyensúlyi modellekben (GATES, 1981 után).
Fig. 2. Some elements of the climatic system of the Earth in the Energy Balance Models (after GATES, 1981).

HERBERT és FISCHER (1986); mutatott ki. Azonban sokkal valószínűbb, hogy ez a 410 ezer éves excentricitási ciklusból származtatható, figyelembe véve, hogy a rétegsorban turbiditék jelennek meg, amelyek eróziós tevékenysége nyomán réteghiányok alakulhattak ki. A nanoplankton-kor alapján 50 és 160-170 ezer éves ciklus számolható, amelyek nem illeszkednek egyetlen ismert pályaelemhez sem.

Ez alapján valószínűsíthető az ammonitesz-korok helyes volta, amelyek magyarázatot adnak a hosszabb periódusú ismétlődésekre.

Mész márga és agyagmárga vastagsági viszonyai

A (2) szelvény (3. ábra; FOGARASI, 1995) alsó részén (az ott leírt csuszamlás alatt) az egy rétegpárhoz tartozó meszes márga és az agyagmárga rétegek vastagságai ellentétes irányban változnak (6. ábra), azaz vastag mészmárgához vékony agyagmárga, vékony mészmárgához vastag agyagmárga réteg tartozik. A (3) szelvényben, a közvetlenül a csuszamlás felett (3. ábra, FOGARASI, 1995) ilyen összefüggés nem állapítható meg. A meszes márga rétegek vastagsága lényegesen nem

különbözik rétegpárról rétegpárra, az agyagmárga-rétegek vastagsága széles határok között változik (7. ábra).

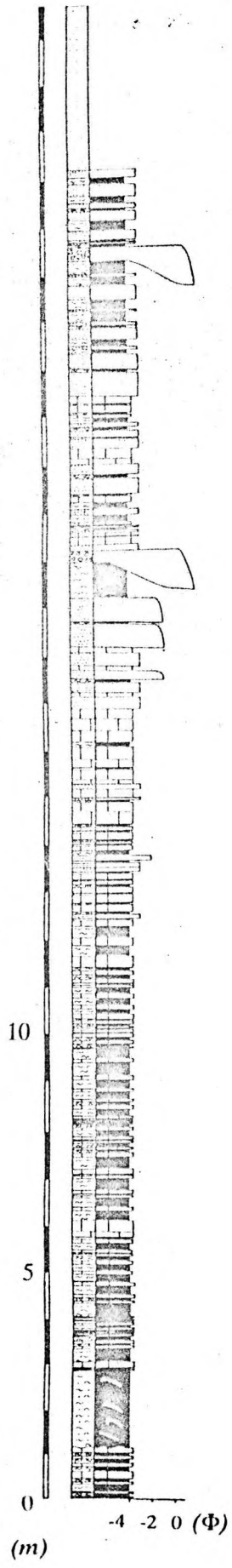
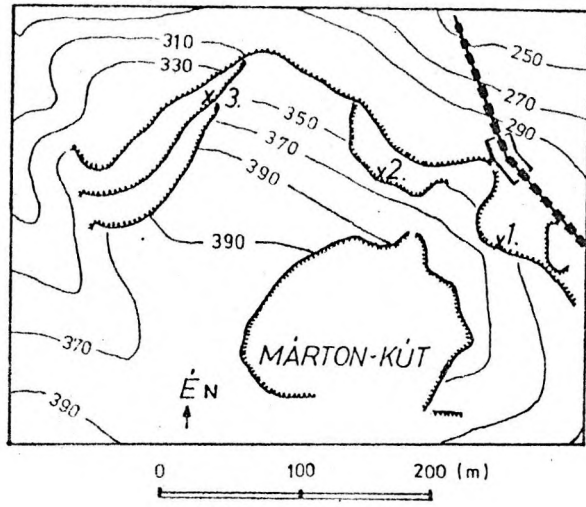
Izotópvizsgálatok

Az 1. táblázat tartalmazza néhány réteg karbonáttartalom-mérésének eredményeit, valamint a karbonát szénizotóp- és oxigénizotóp-arányát. A méréseket grafikonon ábrázolva megfigyelhető az egyes változók közötti pozitív korreláció (8. ábra.), tehát minél nagyobb a karbonát mennyisége, annál nagyobb az oxigén- és szénizotóp-mérések értéke. A karbonáttartalmat a vízszintes, az izotópméréseket a függőleges tengelyre felrajzolva (9-10. ábra) igazolódik ez a feltevés. A szénizotópmérésekre 0,83, az oxigénizotópmérésekre 0,79-es korrelációs koefficiens számolható, ami nagyon erős párhuzamosságot feltételez. Ennek okai valószínűleg az eredeti, üledékes rendszerben gyökereznek.

Diagenézis vagy üledékes eredet?

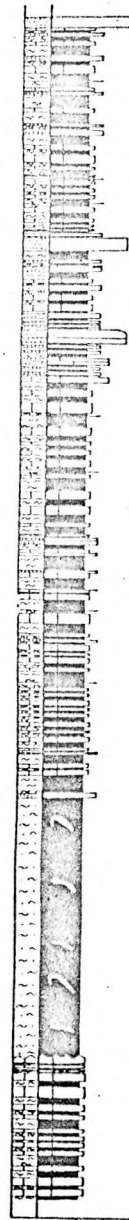
A változó karbonáttartalmú márgák ritmicitását egyes szerzők diagenetikus eredetűnek vélik. Azonban, ahogy

(3)



(1)

(2)



SCHWARZACHER (1987) kimutatta, a homogén rétegsorban kialakuló karbonátvándorlás nem rétegeket, hanem véletlenszerűen elszórt gumókat, csomókat hozna létre. Mivel a Bersek-hegyen a karbonáttartalom változása rétegszerű, ezért nagyon valószínű az elsődleges üledékes eredete. A karbonátanyag csökkent mértékű elvándorlására utalhat az oxigénizotópok viszonylag pozitív értéke is (DE BOER, szóbeli közlés - lásd I. táblázat), valamint az, hogy a karbonáttartalom és az oxigénizotópmérések között pozitív korreláció észlelhető (DE BOER, 1983).

A kimutatott ciklusok típusai

Aszerint, hogy milyen közvetlen folyamatok irányítják a rétegsor ritmicitását (főként a karbonáttartalom szempontjából) DE BOER (1990) öt ciklustípust különböztetett meg: termelési, hígítási, visszaoldódási, redox és eróziós ciklusokat. A termelési, a hígítási és a visszaoldódási ciklusra EINSELE és RICKEN (1991) vezetett le félkvantitatív modelleket.

A termelési ciklusban a karbonáttartalom változása a pelágikumban termelődő biogén karbonát mennyiségének változásából származik. A biogén produkciót többek között a hőmérséklet vagy a tápanyag mennyisége szabhatja meg (DE BOER, 1983; LEARY és társai, 1989). A hígítási ciklusban (pl. MOUNT és MARGOLIS, 1987) nem a karbonát mennyisége, hanem a szárazföldről származó, behordott finomtörmelék anyag mennyisége változik.

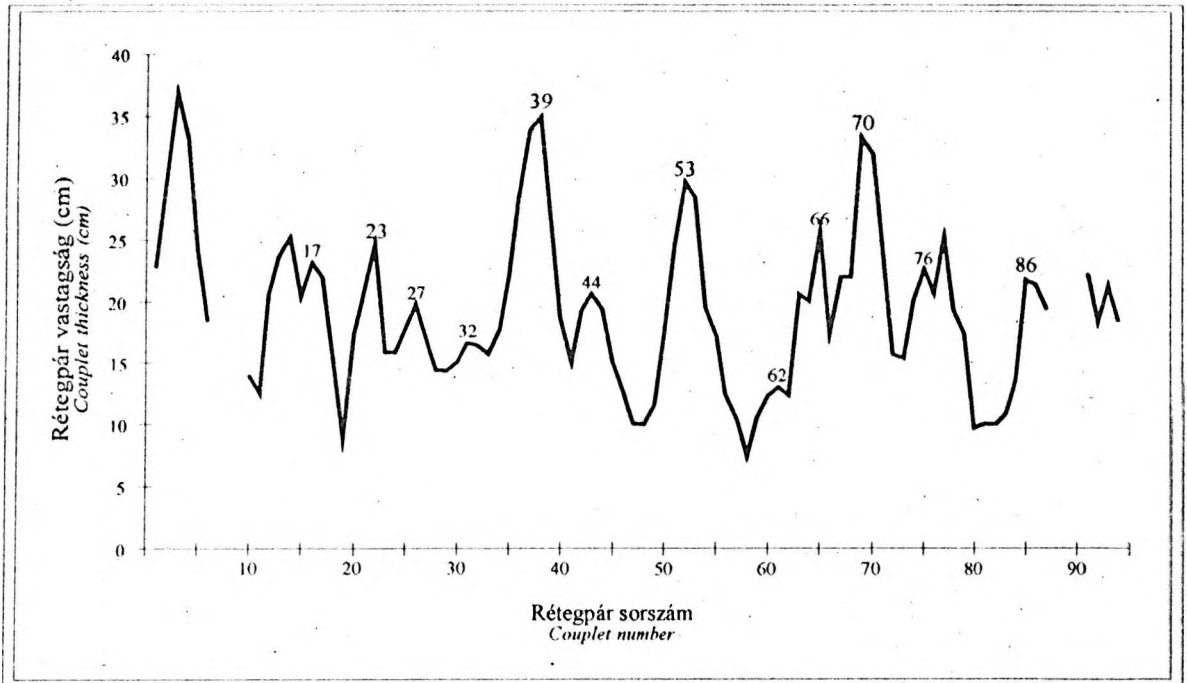
Ilyet könnyen eredményezhet pl. a szárazföld felett lehulló csapadék mennyiségének megváltozása, ugyanis ez befolyásolja a tengerekbe beömlő édesvíz, így a szuszpenzióként szállított anyag mennyiségét. A visszaoldódási ciklus esetében a biogén produkció által létrehozott karbonátanyag visszaoldódása a döntő mechanizmus. Ezt a karbonát- illetve aragonit-kompenzációs szint helyzete, vagy a különböző, üledékben zajló mikrobiológiai folyamatok vezérelhetik (DIESTER-HAASS, 1991). A redoxciklus (WEISSERT és társai, 1979; BOTTJERS és társai, 1986) esetében az üledékben vagy annak felszín felett kialakuló oxigénminimum-zóna kifejlődése illetve hiánya, az eróziós ciklusoknál (pl. BOTTJERS és társai, 1986) pedig a tenger-alatti áramlások változó erőssége a döntő folyamat.

A (2) szelvényben - mint fent kimutatásra került - az egy rétegpárhoz tartozó mész- és agyagmárga rétegek vastagsága ellentétesen változik. Nem észlelhető lényeges mennyiségű szárazföldi behordás, a rétegsor ezen részén a turbiditek teljesen hiányoznak. EINSELE és RICKEN (1991) egyszerűsített modelljei közül ezen jellemzők a visszaoldódási ciklust támasztják alá. Ezt az is bizonyíthatja, hogy az ősmaradványok egy része még diagenézis előtt visszaoldódott, valószínűleg a karbonát- és aragonit-kompenzációs szint közötti helyzetben.

Az (3) szelvényben az agyagmárga rétegek vastagsága erősen ingadozik, míg a mészmárgák vastagsága viszonylag állandó marad. A hígítási modell (EINSELE és RICKEN, 1991) jól illeszkedik ehhez a képhez; az egyidejűleg megjelenő turbiditek megerősítik az elképzelést.

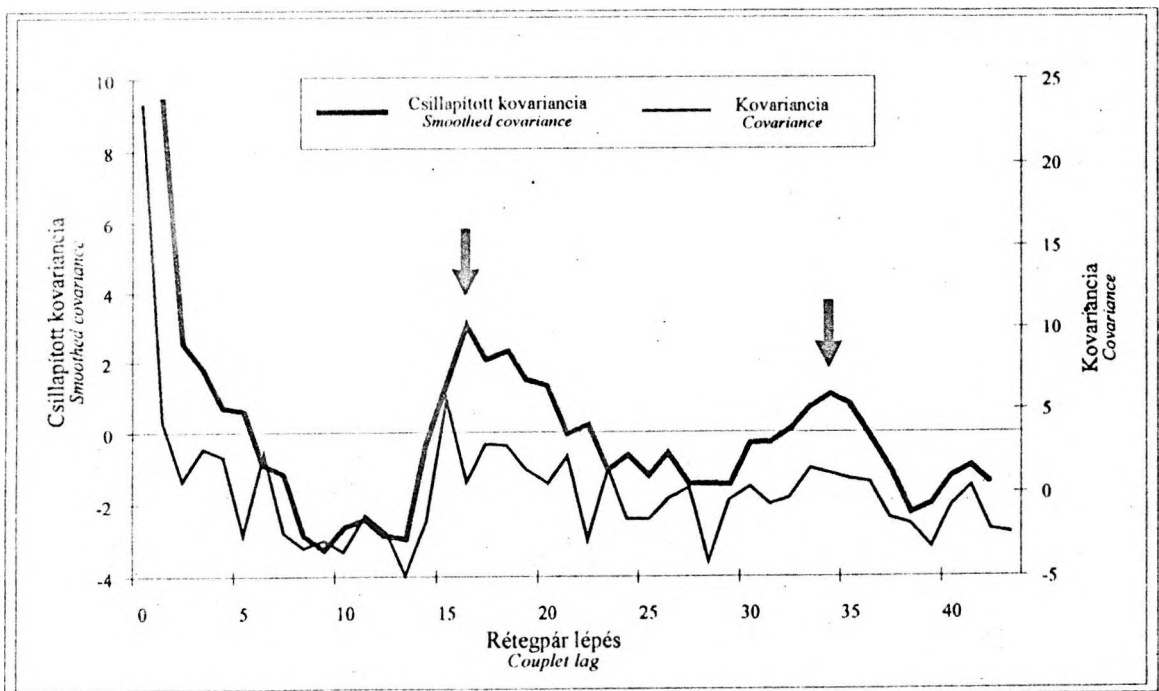
3. ábra. A Bersek-hegy alsókrétájának szelvényei, és helyzetük a bányában.

Fig. 3. Lower Cretaceous logs of Bersek Hill, with positions in the quarry indicated.



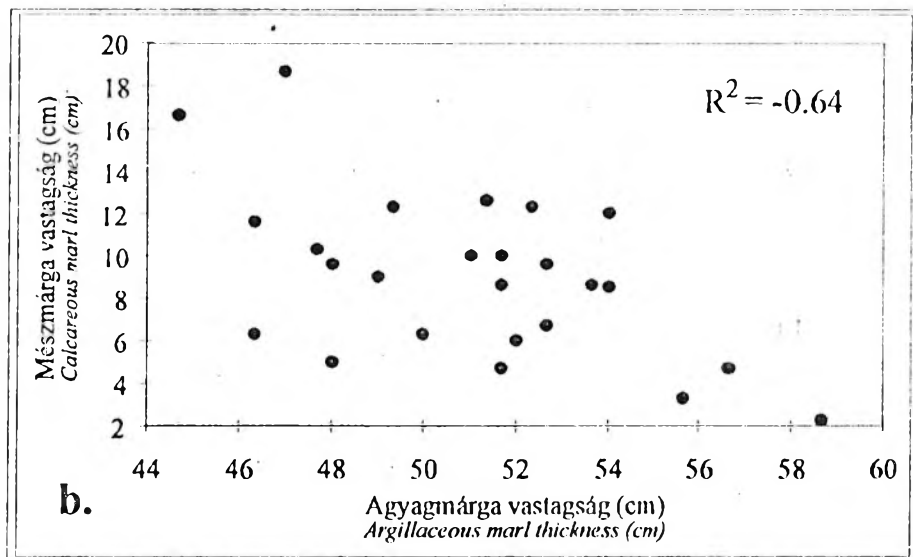
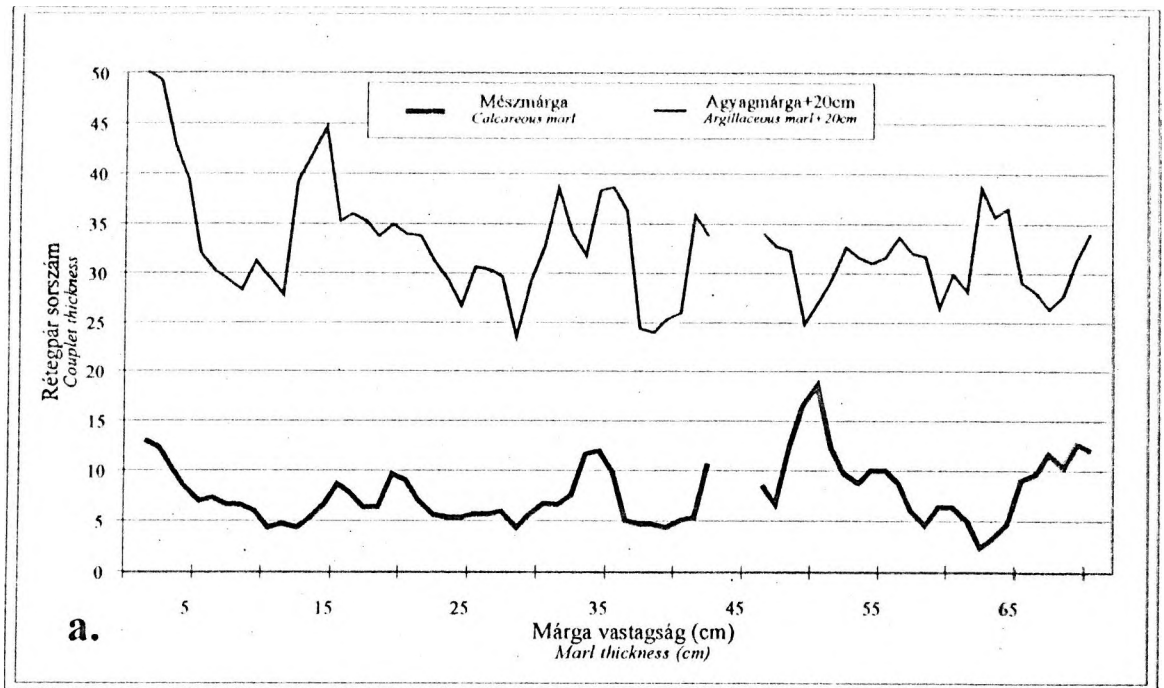
4. ábra. A (3) szelvény rétegpár-vastagság/rétegpár sorszám diagramja a homokkövek figyelembe vétele nélkül. Az adatokon 3 tagú lineáris simítást végeztem el. 4-5, illetve 16-17 rétegpáronként szignifikáns periodicitás figyelhető meg.

Fig. 4. Couplet thickness vs couplet number chart of Log 3. No sandstones encountered. Data smoothed by three-member linear method. Some periodicities can be observed at 4-5 and 16-17 couplets.



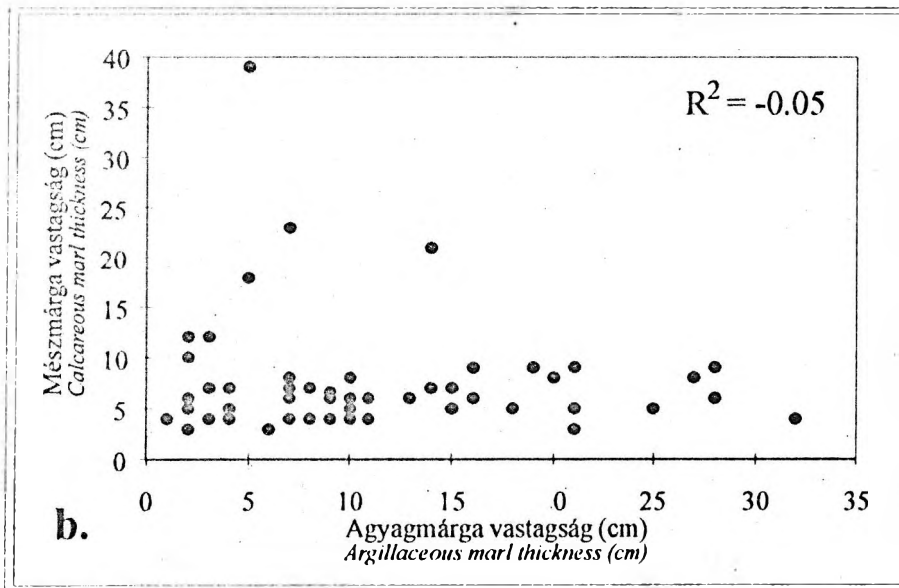
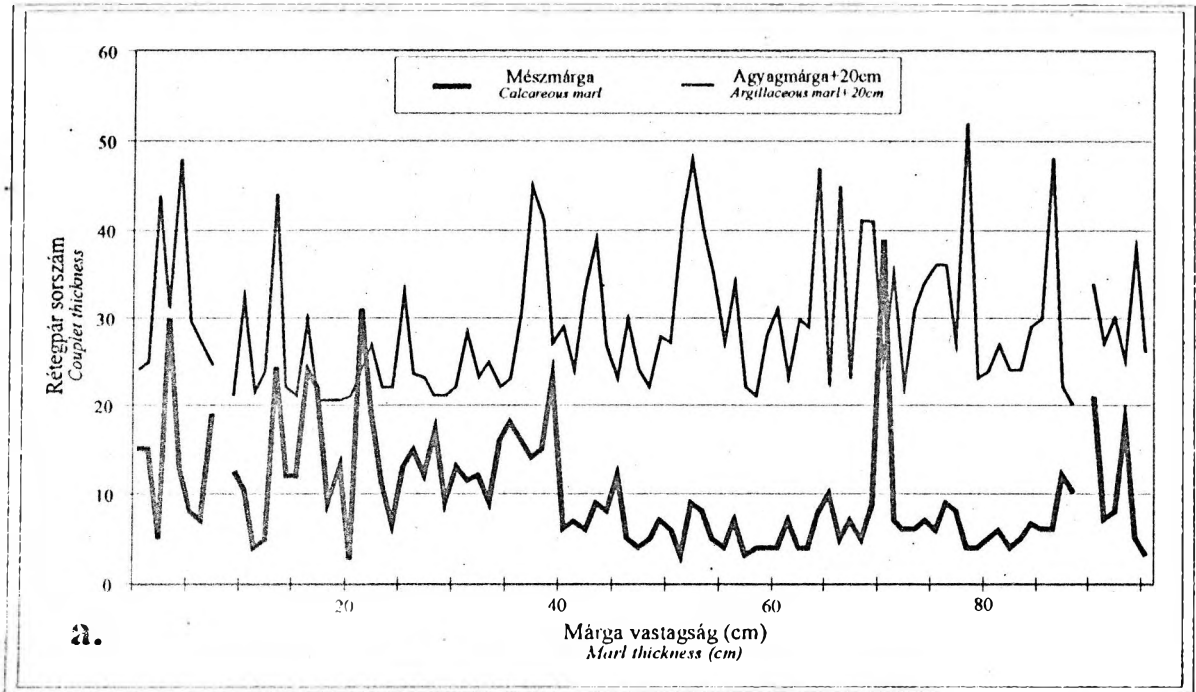
5. ábra. A (2) szelvény rétegpár-vastagság autokorreláció-vizsgálata. A 4. ábrán kimutatott 16-17 rétegpáronkénti ismétlődés itt is megfigyelhető.

Fig. 5. Autocorrelation chart of log 2. Periodicity of 16-17 couplets (shown on Fig. 4.) is present.



6. ábra. a. Azonos rétegpárhoz tartozó agyagmárga és mészmárga rétegek vastagságai a (2) szelvény alsó szakaszán. b. Mészmárga vastagság az agyagmárga függvényében. Erős negatív korreláció ismerhető fel.

Fig. 6. a. Argillaceous and calcareous marl thicknesses of the same couplets at the lower part of log 2. b. Calcareous vs argillaceous marl correlation chart shows strong negative correlation.



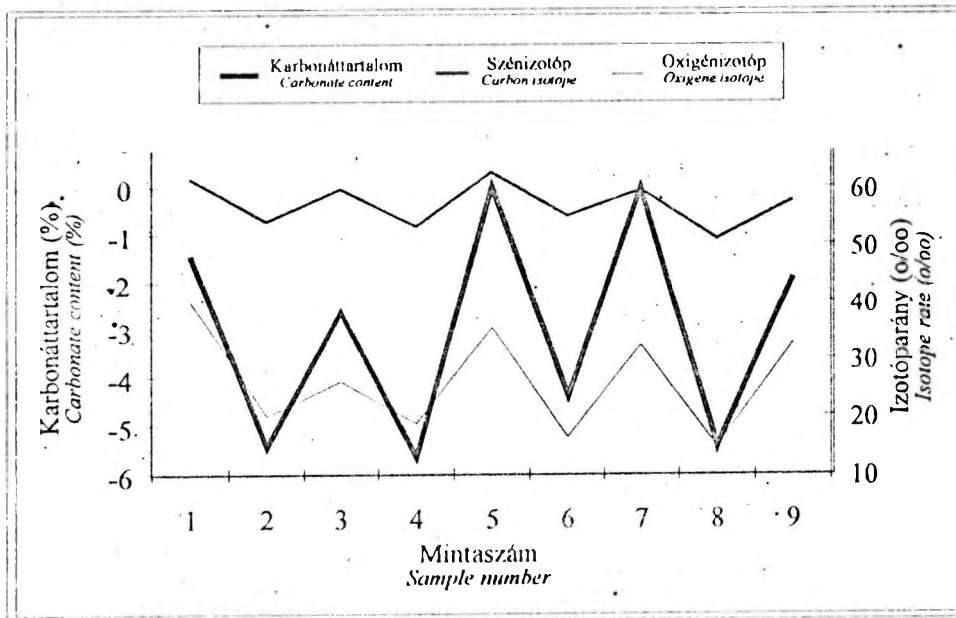
7. ábra. a. Azonos rétegpárhoz tartozó agyagmárga és mészmárga rétegek vastagságai az (3) szelvény közepén. b. Mészmárga vastagság az agyagmárga vastagság függvényében. Nincs összefüggés az adatok között.

Fig. 7. a. Argillaceous and calcareous marl thicknesses of the same couplets at the middle part of log 3. b. Calcareous vs argillaceous marl correlation chart shows insignificant correlation.

| Minta-szám Sample number | Karbonát-tartalom (%) Carbonate content (%) | Szénizotóp arány (o/oo) Carbon isotope rate (o/oo) | Oxigénizotóp arány (o/oo) Oxygen isotope rate (o/oo) |
|-----------------------------|--|---|---|
| 128 | 47.9 | 0.18 | -2.41 |
| 129 | 14.7 | -0.7 | -4.81 |
| 130 | 38.1 | -0.04 | -4.09 |
| 131 | 13.1 | -0.84 | -4.96 |
| 132 | 59.9 | 0.29 | -2.97 |
| 133 | 23.4 | -0.61 | -5.26 |
| 134 | 59.6 | -0.07 | -3.33 |
| 137 | 14.8 | -1.1 | -5.45 |
| 138 | 44.3 | -0.29 | -3.28 |

1. táblázat. Az (A) fácies mintáin végzett karbonát- és szervesanyag-tartalom, valamint izotópvizsgálatok eredményei. A minták az (3) szelvényből származnak (lásd 3. ábra).

Table 1. Carbonate and organic carbon content, and isotope measurements of Facies A. Samples are taken from Log 3 (see Fig. 3.).



8. ábra. Karbonáttartalom, és a karbonát oxigén- és szénizotóp-aránya az 1. táblázat alapján. Erős pozitív korreláció észlelhető.
Fig. 8. Carbonate content, O^{18}/O^{16} and C^{13}/C^{12} isotopes of the carbonate according to Table 1. Strong correlation can be observed.

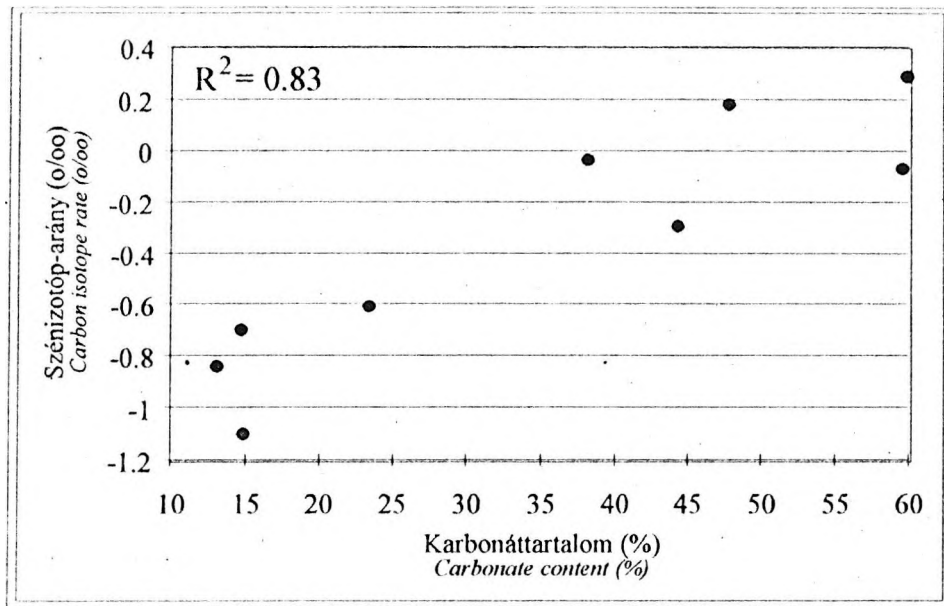
Következtetések: az éghajlati és üledékes rendszer kölcsönhatása a krétában

A vastagságviszonyok, a karbonáttartalom és izotópmérések összefüggéseinek alapján a következő egyszerűsített modell állítható fel az korakréta üledékes rétegsorra a Bersek-hegyen (11. ábra):

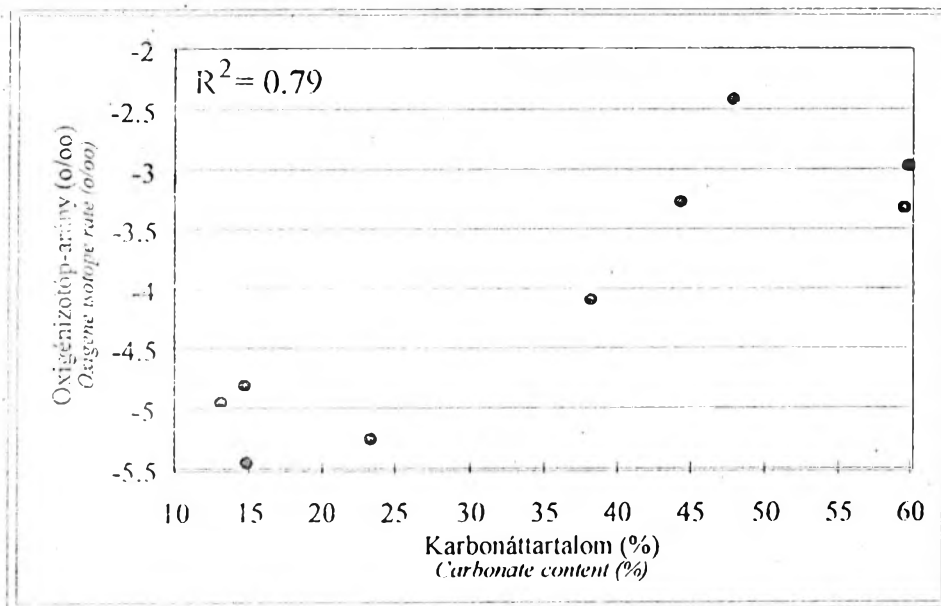
A Gerecse hegység az északi szélesség 30° körül helyezkedett el az kréta során (MÁRTON és MÁRTON, 1985), egy leszűkített tengerághban, amely a Tethys-óceán egy északi nyúlványa volt (FAUPL és WAGREICH, 1992; CSÁSZÁR és ÁRGYELÁN, 1994). A Tethys északi partvidé-

kének időjárását ekkor erőteljes monszunális hatás jellemezte, amely nagyon érzékenyen reagált az inszolációs változásokra (BARRON és társai, 1985).

A felszíni produktivitást a karbonáttartalom és az oxigénizotóp-arány pozitív korrelációja alapján a nutrienek mennyisége, és nem a hőmérséklet vezérelhetette (vesd össze LEARY és társai, 1989; DE BOER, 1983), mivel a magasabb hőmérsékletet jelző kisebb oxigénizotóp-arány nem a meszes, hanem az agyagmárga intervallumokkal



9. ábra. A szénizotóp-arány és a karbonáttartalom közötti összefüggés. A korrelációs koeficiens 0,83.
 Fig. 9. C^{13}/C^{12} isotopes vs carbonate content. The correlation coefficient is 0.83.



10. ábra. Az oxigénizotóp-arány és a karbonáttartalom közötti összefüggés. A korrelációs koeficiens 0,79.
 Fig. 10. O^{18}/O^{16} isotopes vs carbonate content. The correlation coefficient is 0.79.

párosul. Az agyagmárga intervallumokban a szénizotóp-arány csökkenése jelzi a megnövekedett szárazföldi behordással az óceánba került könnyű szénizotóp-tartalmú szervesanyag megjelenését (VAN DER ZWAAN és GUDJONSSON, 1986).

Az agyagmárgákban megfigyelhető kicsiny szénizotóp-arányt elősegíthette a krétában általánosan lassú cirkuláció (DE BOER, 1983) miatt kialakult meredek szénizotóp-gradiens is (VAN DER ZWAAN és GUDJONSSON, 1986), ugyanis a lefelé hulló, elpusztult élőlényekkel a felszínről

a mélybe szállított, könnyű szénizotópokat tartalmazó szervesanyag a korai diagenézis során könnyűizotópokat tartalmazó pórusvizek létrejöttét segíthette elő. Az eltemetett szervesanyagot fogyasztó baktériumok által termelt széndioxid az üledék felső részén visszaoldhatta a lerakódott karbonát egy részét (DIESTER-HAASS, 1991).

Az excentricitási ciklus által felerősített precessziós ciklus módosította az évi besugárzás eloszlását (BERGER, 1981a,b). A szárazföld és az óceán közötti nagy hőmérsékleti kontraszt idején - nagy excentricitás; precesszió

naptávoli téllal és napközeli nyárral – a csapadék mennyisége megnövekedhetett. A nagyobb csapadékmennyiséggel az óceánba került édesvíz ún. „édesvíz-lencsét” alkothatott a felszínen, valamint a szuszpenzióval beszállított többlet-nutriens megnövelhette a termelt szervesanyag mennyiségét. Az lesüllyedő szervesanyagot az édesvízlencse miatt lelassuló mélytengeri cirkuláció által szállított, kis mennyiségű oxigén nem volt képes teljes mértékben oxidálni, így a folyamat egyes területeken anoxiához vezethetett (WEISSERT és társai, 1979; DE BOER, 1983; BARRON és társai, 1985; CITA és társai, 1991). Nagyobb mennyiségű oxigén jelenléte esetén nem fejlődtek ki laminált, nagy szervesanyag-tartalmú rétegek. A bioturbáció azonban csökkent mértékű maradt, és az üledék felső részén a lerakódott karbonát egy része visszaoldódhatott.

Kis hőmérsékleti kontraszt esetén – kis excentricitás; nyár naptávonban, tél napközben – a lehullott csapadék mennyisége valószínűleg kisebb volt, az édesvíz-lencse nem, vagy kevésbé fejlődhetett ki. Így a kifejezettebb cirkuláció, és a kisebb terrigén szervesanyag-behordás miatt magasabb szénizotóp-arányok alakulhattak ki. A lecsökkent nutriensmennyiséggel kevesebb szervesanyag jobban bioturbált üledékben rakódott le, a kisebb bakteriális hatás valószínűleg kisebb mértékű visszaoldódást okozhatott.

A medence fejlődése során a visszaoldódási ciklusból hígítási ciklus alakult ki. A környezeti modell a fentiekkel gyakorlatilag azonos; a csapadék–nutriens–szervesanyag-visszaoldódás folyamatos változatlan maradhatott, azonban a beszállított törmelékes anyag mennyisége megnövekedett, így a visszaoldódási jellegek elmosódtak. A későbbiekben a ciklikus jelleg eltűnt, valószínűleg a törmelékbehordás további erősödésének hatására.

Összefoglalás

– A gerecsei korakréta rétegsorokon kimutatható a Föld ciklikusan változó pályaelemeinek hatása; a precessió és az excentricitás változása módosította a Gerecse korakréta éghajlati rendszerét.

– A csapadékos és szárazabb időszakok ritmikus ismétlődése vezérelte a behordott nutriens, szervesanyag és szuszpenzióban szállított finomtörmelék mennyiségét, illetve minőségét.

– Az óceán cirkulációjának lassulása, gyorsulása, a termelt, illetve lerakódó szervesanyag mennyisége határozta meg az üledék felszínén, vagy felső részén lefolyó visszaoldódást.

– A beszállított törmelékanyag mennyiségének megnövekedésével hígítási ciklus alakult ki, majd a ciklikus kifejlődés megszűnt.

– A ciklustípusok kifejlődésének sora alátámasztja a törmelékes lejtő progradációjának modelljét (FOGARASI, 1995); a mozgó takarófrontoktól távoli lejtőn a visszaoldódási ciklus volt jellemző. A takarófrontok progradációjával a hígítási ciklus alakult ki, majd a ciklikus jelleg megszűnt.

– A fenti éghajlati következtetések függetlenek attól, hogy a Föld pályaelemeinek változása vagy valamely független, esetleg belső, autociklikus folyamat hatására jöttek-e létre. A pályaelemek hatására a rétegvastagságok 4–5, valamint 16–17 rétegpáronkénti ismétlődése utal; emiatt valószínűbb az ammonitesz-vizsgálatok által megadott kor. Meg kell azonban jegyeznünk, hogy a kérdés végleges eldöntéséhez további vizsgálatok szükségesek.

Köszönetnyilvánítás

Az ELTE Általános és Történeti Földtan Tanszék oktatói és kutatói ötleteikkel segítettek szakdolgozatom, valamint ezen dolgozat elkészítésében. Az izotópos vizsgálatokat Poppe L. DE BOER professzor, a Rijksuniversiteit Utrecht oktatója vezetésével végeztem el, akinek itt

szeretnék köszönetet mondani. A kutatásokat támogatta a TEMPUS Project és a CSÁSZÁR Géza által vezetett, 552. számú OTKA program, amely a publikáció megjelenését is finanszírozta.

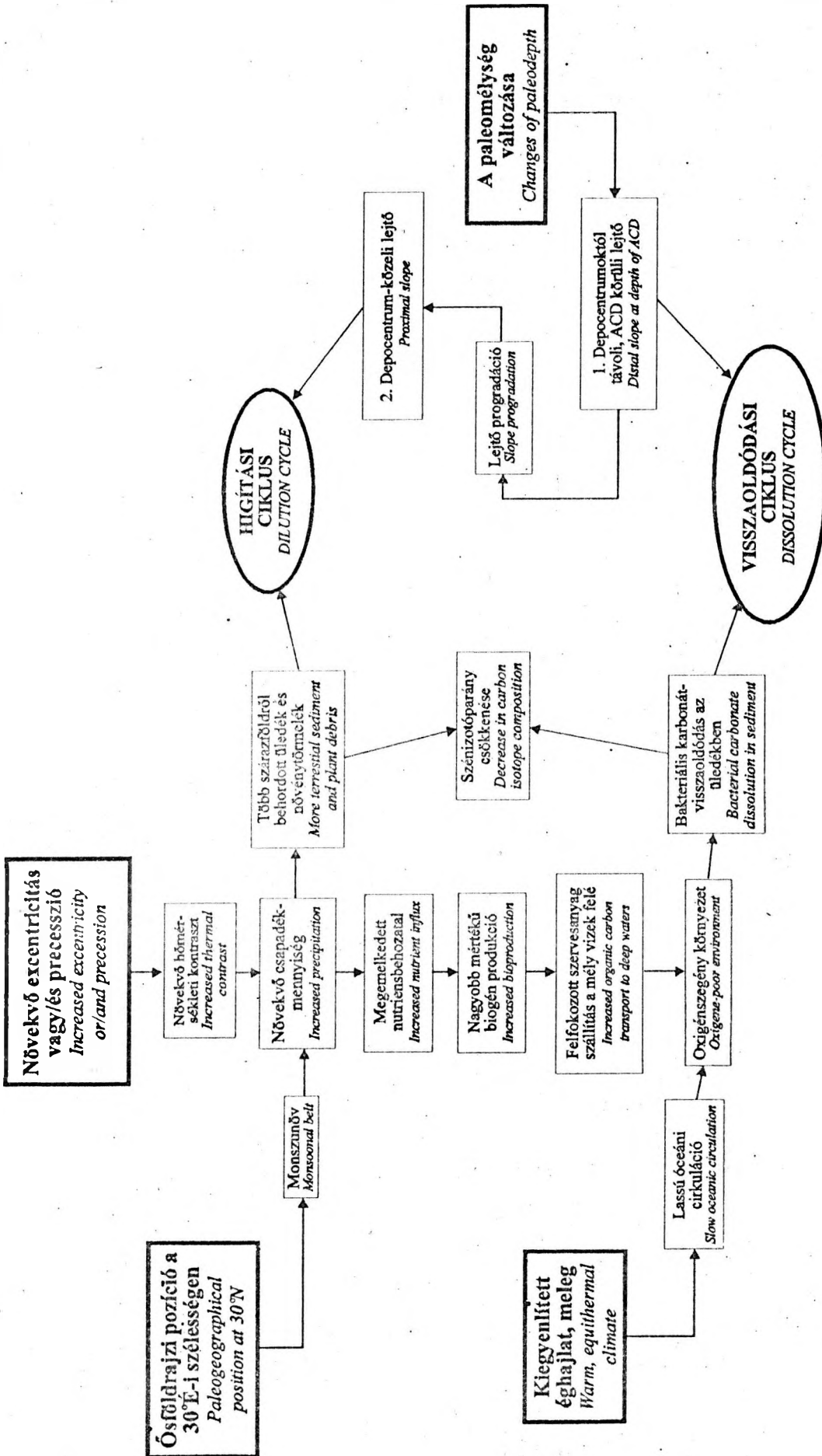
Irodalomjegyzék

BARRON, E. J., ARTHUR, M. A. & KAUFMANN, E. G. (1985): Cretaceous rhythmic bedding sequences: a plausible link between orbital variations and climate. – *Earth and Planetary Science Letters* 72, 327–340.

BERGER, A. L. (szerk.) (1981a): Climatic variations and variability: facts and theories. NATO ASI Ser. C 72, 795 pp.

BERGER, A. L. (1981b): The astronomical theory of paleoclimates. – *In*: BERGER, A. L. (szerk.) 1981: Climatic variations and variability: facts and theories. NATO ASI Ser. C 72, 501–525.

BERGER, A., LOUTRE, M. F. & DEHANT, V. (1989): Astronomical frequencies for the Pre-Quaternary palaeoclimate studies. – *Terra Nova* 1/5, 474–479.



11. ábra. Az korakrétai éghajlati és üledéklerakódási rendszer a Berek-hegyi mérfélek alapján. Részletes magyarázatot lásd a szövegben.
Fig. 11. Sedimentary and climatic system at Berek Hill during the Early Cretaceous. Detailed explanation in text.

- BERGER, A., LOUÏRE, M. F. & LASKAR, J. (1992): Stability of the astronomical frequencies over the Earth's history for paleoclimate studies. - *Science* 255, 560-566.
- BOTTJERS, D. J., ARTHUR, M. A., DEAN, W. E., HATTIN, D. E. & SAVRDA, C. E. (1986): Rhythmic bedding in Cretaceous pelagic carbonate environments: sensitive recorder of climatic cycles. - *Paleoceanography* 1, 467-481.
- CITA, M. B., DE LANGE, G. L. and OLAUSSON, E. (1991): Anoxic basins and sapropel deposition in the Eastern Mediterranean: past and present. - *Mar. Geol.* 100. Spec. sect. 1-4.
- COTILLON, P. (1987): Bed-scale cyclicity of pelagic Cretaceous successions as a result of world-wide control. - *Mar. Geol.* 78, 109-123.
- CSÁSZÁR G. & ÁRGYELÁN G. (1994): Stratigraphic and micromineralogical investigations on Cretaceous formations of the Gereese Mts. and their paleogeographical implications. - *Cretaceous Research* 15, 417-434.
- DARMEUR, C., COTILLON, P. & RIO, M. (1982): Rythmes climatiques et biologiques en milieu marin pélagique. Leurs relations dans les dépôts créacés alternants du bassin vocontien (Sud-Est de la France) - *Bull. Soc. géol. France* (7) XXIV/3, 627-640.
- DAVIS, J. C. (1973): Statistics and data analysis in geology. - John Wiley and Sons, New York, 550 pp.
- DE BOER, P. L. (1983): Aspects of Middle Cretaceous pelagic sedimentation in Southern Europe. - *Geol. Ultraject.* 31, 112 pp.
- DE BOER, P. L. (1990): Astronomical cycles reflected in sediments. - *Zbl. Geol. Paläont.* 1/8, 911-930.
- DIESTER-HAASS, L. (1991): Eocene/Oligocenepaleoceanography in the Antarctic Ocean, Atlantic sector (Maud Rise, ODP Leg 113, Site 689B and 690B). - *Mar. Geol.* 100, 249-276.
- EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A. (szerk.) (1991): Cycles and Events in Stratigraphy. Springer-Verlag, Berlin, 955 pp.
- EINSELE, G. & RICKEN, W. (1991): Limestone-marl alternation - an overview. *In:* EINSELE, G., RICKEN, W. és SEILACHER, A. (szerk.): Cycles and Events in Stratigraphy. Springer-Verlag, Berlin, 23-47.
- FAUPL, P. & WAGREICH, M. (1992): Cretaceous flysch and pelagic sequences of the Eastern Alps: correlations, heavy minerals, and palaeogeographic implications. - *Cretaceous Research* 13, 387-403.
- FÉLEGYHÁZY L. & NAGYMAROSY A. (1991): New data on the age of the Lower Cretaceous formations in the Gereese Mountains (Hungary). - *Geologica Carpathica* 42, 123-126.
- FISCHER, A. G. (1980): Gilbert - Bedding rhythms and geochronology. - *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 183, 93-104.
- FISCHER, A. G., DE BOER, P. L. & PREMOLI SILVA, I. (1990): Cyclostratigraphy. *In:* GINSBURG, R. N. & BEAUDOIN, B. (eds.): Cretaceous Resources, Events and Rhythms. Kluwer, Dordrecht, 139-172.
- FOGARASI A. (1995): Üledékképződés egy szerkezeti mozgásokkal meghatározott korakréta tengeralatti lejtőn a Gereese hegységben - munkahypotézis. - *Általános Földtani Szemle* 27, 15-41.
- FÜLÖP J. (1958): A Gereesehegység krétaidőszaki képződményei. - *Geologica Hungarica, series Geologica* 11, 1-124.
- GATES, W. L. (1981): The climate system and its portrayal by climate models: a review of basic principles. I. Physical basis of climate. *In:* BERGER, A. L. (szerk.): Climatic variations and variability: facts and theories. NATO ASI Ser. C 72, 3-19.
- GILL, M. (1981): Energy balance models: an introduction. *In:* BERGER, A. L. (szerk.): Climatic variations and variability: facts and theories. NATO ASI Ser. C 72, 461-480.
- HAQ, B. U., HARDENBOL, J. & VAIL, P. R. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since Triassic (250 Myr ago to present). - *Science* 235, 1156-1167.
- HERBERT, T. D. & FISCHER, A. G. (1986): Milankovitch climatic origin of mid Cretaceous black shale rhythm in Central Italy. - *Nature* 321, 739-743.
- LEARY, P. N., COTTELL, R. A. & DITCHFIELD, P. (1989): Milankovitch control on foraminiferal assemblages from the Cenomanian of southern England. - *Terra Nova* 1/5, 416-419.
- MÁRTON E. & MÁRTON P. (1985): Tectonic and palaeoclimatic aspects of palaeomagnetism studies in the Transdanubian Central Mountains. - *Acta Geologica Hungarica* 28/1-2, 59-70.
- MILANKOVITCH, M. (1941): Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf des Eiszeitproblem. - *Roy. Serbian Sci. Spec. Publ.* 132 sect. Math. and Nat. Sci. 33, 633 pp.
- MOUNT, J. F. & MARGOIS, S. V. (1987): Terrigenous dilution vs. biogenic productivity cycles in Maastrichtian carbonates from Zumaya, Spain. - *Abstracts with Programs of Geol. Soc. Am.* 19, 779-780.
- NAPOLIONE, G. & RIPEPE, M. (1989): Cyclic geomagnetic changes in Mid-Cretaceous rhythmites, Italy. - *Terra Nova* 1/5, 437-442.
- NEWELL, R. E. & CHIU, L. S. (1981): Climatic changes and variations: a geophysical problem. *In:* BERGER, A. (szerk.) 1981: Climatic variations and variability: facts and theories. NATO ASI Ser. C 72, 21-61.
- POKRAS, E. M. & MOLFINO, B. (1986): Oceanographic control of Diatom abundances and species distributions in surface sediments of the tropical and Southern Atlantic. - *Marine Micropal.* 10, 165-188.
- PREMOLI SILVA, I., RIPEPE, M. & TORNAGHI, M. E. (1989): Planktonic foraminiferal distribution record productivity cycles: evidence from the Aptian-Albian Piobbico core (Central Italy). - *Terra Nova* 1/5, 443-448.
- ROTH, P. H. & KRUMBACH, K. R. (1986): Middle Cretaceous nanofossil biostratigraphy and preservation in the Atlantic and Indian oceans: implications for paleoceanography. - *Marine Micropal.* 10, 235-266.
- SCHWARZACHER, W. (1987): The analysis and interpretation of stratigraphic cycles. - *Paleoceanography* 2, 79-95.
- SHIMMIELD, G. B., MOWBRAY, S. R. & WEEDON, G. P. (1990): A 350 ka history of the Indian Southwest Monsoon - evidence from deep-sea cores, northwest Arabian Sea. - *Trans. Roy. Soc. Edinburgh: Earth Sci.* 81, 289-299.
- SOMOGYI K. (1914): A gereceei neokom. - *MÁFI Évkönyv* 22, 277-342.
- TOMADIN, L. & LANDUZZI, V. (1991): Origin and differentiation of clay minerals in pelagic sediments and sapropels of the Bannock Basin (Eastern Mediterranean). - *Marine Geology* 100, 35-43.
- VAN DER ZWAAN, G. J. & GUIJONSSON, L. (1986): Middle Miocene-Pliocene stable isotope stratigraphy and paleoceanography of the Mediterranean. - *Marine Micropal.* 10, 71-90.
- WEEDON, G. P. (1991): The spectral analysis of stratigraphic time series. *In:* EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A. (szerk.): Cycles and Events in Stratigraphy. Springer-Verlag, Berlin, 840-854.

WEISSERT, H. (1989): C isotope stratigraphy, a monitor of paleoenvironmental change: a case study from the Early Cretaceous - *Surveys in Geophys.* 10, 1-61.

WEISSERT, H., MCKENZIE, J. & HOCHULI, P. (1979): Cyclic anoxic events in the Early Cretaceous Tethys Ocean. - *Geology* 7, 147-151.