MAGYARORSZÁGI TRIÁSZ-JURA HATÁRSZELVÉNYEK CIKLUSSZTRATIGRÁFIAI VIZSGÁLATA

Diplomamunka
Geológus MSc
Földtan-őslénytan specializáció

Készítette:
Vallner Zsolt

Témavezető:
Dr. Pálfy József
egyetemi tanár

Eötvös Loránd Tudományegyetem

Természettudományi Kar

Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék

Budapest
2020

Tartalomjegyzék

1) Bevezetés ... 3
2) A triász-jura határon lezajlott események ... 5
2.a) Általános ismertetés ... 5
2.b) Magyarországi triász-jura határszelvények ... 8
2.c) Triász-jura határszelvények ciklussztratigráfiai vizsgálata a világban ... 9
3) A csővári szelvény ... 11
3.a) Földtani felépítés ... 11
3.b) Tudománytörténet ... 13
3.c) Szekvenciasztratigráfia és korábbi eredmények ... 15
3.d) A triász-jura határ kijelölése ... 18
4) A tatai Kálvária-domb szelvénye ... 21
4.a) Földtani felépítés ... 21
4.b) Tudománytörténet ... 24
4.c) A triász-jura határ kijelölése ... 25
5) A Milanković-ciklusok és vizsgálatuk ... 26
5.a) A Milanković-ciklusok ... 26
5.b) A Milanković-ciklusok hatása az éghajlatra ... 31
5.c) A ciklussztratigráfia története, fejlődése és jelentősége ... 33
6) A ciklussztratigráfiai vizsgálat menete ... 36
6.a) Klímaproxyk ... 36
6.b) Idősorok és a bemenő adatok tulajdonságai ... 38
6.c) A mintavételezés ... 39
6.d) Az idősor előkészítése az adatelemzésre ... 42
6.e) Fourier-transzformáció és a teljesítményspektrum előállítása ... 46
6.f) A hattérzaj és a konfidenciaszintek ... 49
6.g) A spektrogram ... 51
6.h) A Milanković-ciklusok azonosítása ... 53
6.i) Szűrők és a kormodell elkészítése ... 54
7) Vizsgálati agyag, adatok és módszerek ... 55
7.a) Csővár, Vár-hegy ... 55
7.b) Tata, Kálvária-domb ... 62
8) Eredmények ... 64
8.a) Csővár, Vár-hegy ... 64

8.b) Tata, Kálvária-domb 70
9) Diszkusszió 73
9.a) A csővári szelvény ciklusosságának magyarázata, a ciklussztratigráfiai és asztrokronológiai eredmények összehasonlítása más adatokkal 73
9.b) A tatai szelvény ciklusosságának magyarázata, a ciklussztratigráfiai és asztrokronológiai eredmények összehasonlítása más adatokkal 86
10) Következtetések 89
11) Összefoglalás 90
12) Abstract 92
Köszönetnyilvánítás 93
Irodalomjegyzék 94
Mellékletek 107
Nyilatkozat 130

1) Bevezetés

A triász-jura határ a földtörténet egyik leginkább kutatott szakasza. Ebben szerepet játszik az ekkor bekövetkező kihalási esemény, mely hatással volt mind a szárazföldi, mind pedig a tengeri ökoszisztémára (Sepkoski 1996, McElwain et al. 1999). Szintén erre az időre tehető a Pangea feldarabolódásának kezdete és a Közép-atlanti magmás provincia (KAMP) működése is (Marzoli et al. 1999). Ezek mellett, ezekhez kapcsolódva pedig több geokémiai és rétegtani jelenség is jellemzi a határszakaszt.

Az események közötti összefüggések megértéséhez fontos, hogy azokat el tudjuk helyezni időben. A ciklussztratigráfia és az asztrokronológia nagyon nagy időbeli felbontást tesznek lehetővé, melynek következtében olyan rövid időtávlatok is vizsgálhatóvá válnak segítségükkel, melyek kisebbek a radiometrikus korok hibájánál.

Ma már a világ több pontjáról is rendelkezünk ciklussztratigráfiai adatokkal ebből az időből. Kimutatták a Milanković-ciklusokat például az észak-amerikai Newark-Hartford-medencéből (Olsen és Kent 1996, Kent és Olsen 2008), a marokkói Argana-medencéből (Deenen et al. 2010), a kínai Dzsungáriai-medencéből (Sha et al. 2015), és számos, az Egyesült Királyság déli, délnyugati részén található rétegsorból (Hallam 1986, Weedon et al. 1999, Ruhl et al. 2010, Hüsing et al. 2014, Xu et al. 2017, Weedon et al. 2019). A különféle környezetekben lerakódott üledékes képződmények arra engednek következtetni, hogy a triász-jura határ idején a Milanković-ciklusok erősen hatottak a legtöbb üledékes rendszerre.

Magyarországon is található több, különböző környezetet reprezentáló, a triász-jura határt is magába foglaló rétegsor. Dolgozatomban ezek közül a nemzetközi hírnévnek örvendő csővári vár-hegyi szelvényt és a tatai Kálvária-domb nyugati kőfejtőudvarának alsó-jura szelvényét vizsgálom ciklussztratigráfiai szempontból. A választás azért esett erre a két határszelvényre, mert ezek esetében számos olyan kérdés merült fel, melyek megválaszolhatóak a ciklussztratigráfia és az asztrokronológia segítségével.

Csőváron a rétegsor folytonossága a határt tartalmazó szakaszon (Pálfy és Dosztály 2000) kedvező feltételeket nyújt a vizsgálat számára, a szekvenciasztratigráfiai munkákból (Haas és Tardy-Filácz 2004, Haas et al. 2010) pedig látszik a vár-hegyi rétegsor üledékes ciklicitása mind méter, mind pedig deciméter skálán. Ezzel a ciklicitással párhuzamosan változik a palinofácies is (Haas et al. 2010). Ezek alapján

megalapozottnak és indokoltnak tűnt egy komplex és korszerű ciklussztratigráfiai vizsgálat elvégzése a vár-hegyi szelvényen.

A vizsgált rétegsor lerakódási idejének meghatározása mellett a ciklussztratigráfia fontos feladata Csőváron a triász-jura határ pontosítása lehet. Precessziós ciklusok kimutatásával akár 20 ezer év körüli felbontás is elérhető, ami más, hasonló eredményekkel és pontosan ismert határ-pozícióval rendelkező triász-jura határszelvényekkel való összehasonlítás során érdemi előrelépést jelenthetne az eddigi, ~6 méter vastag határintervallumhoz képest. A vár-hegyi szelvény alapos megkutatottsága (például a határhoz kapcsolódó negatív szénizotóp-anomália megléte) amúgy is erős összehasonlítási alapot nyújthat a külföldi Milanković-ciklusos határszelvényekkel (Pálfy et al. 2001). Ezek mellett a mai módszerekkel hasznos információk nyerhetőek az uralkodó üledékbehordási rátáról, annak változásairól, valamint esetleges, egyéb módszerekkel nem szembetűnő hiátusokról is (Li et al. 2019a, Sinnesael et al. 2019).

Ezzel szemben Tatán a rétegsor a triász-jura határon nem folytonos, a határt unkomformitás reprezentálja (Fülöp 1954). Emellett a vizsgálatnak alávetett Kálvária-domb alsó-jura rétegsora egyszerű terepi megfigyelések alapján nem látszik ciklusosnak. Azonban a Fülöp (1975) által mellékletben közölt adatokat tanulmányozva, feltűnt, hogy a Pisznicei Mészkő alsó, 10 méteres szakaszán belül a vékonycsiszolatokban az egyes ősmaradványok mennyiségbeli eloszlása látszólag ciklikusan változik. Ebből adódott a munkahipotézis, hogy ha az ősmaradványok csiszolatonként változó mennyiségével sikerül kimutatni a Milanković-ciklusokat, úgy meg lehetne mondani, mennyi időt reprezentál a Pisznicei Mészkő alsó, rétegzetlen szakasza, amely a Gerecsében számos feltárásban előfordul (Főzy 2012, Budai et al. 2018). Emellett pedig képesek lehetnénk megmondani azt is, hogy a hettangi emeletből mennyi időt átfogó üledék hiányzik, ami még tovább pontosíthatná a hiátus hosszára vonatkozó becsléseinket.

Dolgozatom fő célkitűzése tehát, hogy e két határszelvény, Csővár és Tata esetében ciklussztratigráfiai vizsgálatot végezzek a Milanković-ciklusok kimutatása érdekében. Amennyiben a Milanković-ciklusok előfordulását sikerül igazolni a rétegsorokban, úgy segítségükkel választ adhatok a triász-jura határon bekövetkezett eseményekkel kapcsolatos, fentebb felsorolt, tágabb érdeklődésre is számot tartó kérdésekre. A vizsgálat során a ciklussztratigráfia és asztrokronológia nemzetközileg használt legmodernebb, de Magyarországon mindeddig kevéssé elterjedt (Bajnai 2015) módszereinek alkalmazására törekszem. Magyarországon általában véve is kevés

ciklussztratigráfiai témájú munka született (Haas et al. 1994, Fogarasi 1995, Balog et al. 1997, Rezessy 1998, Bajnai et al. 2017, Müller et al. 2017) és ezek közül csak Bajnai és szerzőtársai (2017), valamint Müller és szerzőtársai (2017) részére álltak rendelkezésre a modernebb módszerek. A dolgozat emiatt részletes módszertani ismertetést is tartalmaz, mely részben Bajnai (2015) hasonló munkájának továbbfejlesztése, újragondolása.

2) A triász-jura határon lezajlott események

2.a) Általános ismertetés

A triász-jura határon bekövetkező tömeges kihalás már korán a kutatók figyelmének középpontjába került (Raup és Sepkoski 1982). A kihalást később legvalószínűbben a Közép-Atlanti magmás provincia (KAMP) működéséhez és a nagy volumenű, kiterjedt lávaömlési eseményhez, valamint az általa kiváltott hatásokhoz kapcsolták (Marzoli et al. 1999, Pálfy et al. 2000, Hesselbo et al. 2002).

A fanerozoikum kihalási eseményei közül a triász végi mutatja az egyik legnagyobb kihalási rátát (Alroy 2014). A határesemény hatásait elsősorban a tengeri ökoszisztéma szenvedte meg, a nemzetségek 53, a családok 22%-a tűnt el. A plankton szervezetek körében a diverzitásuk és megőrződési potenciáljuk miatt a radiolariák szolgálnak a legmegbízhatóbb információval. Esetükben szignifikáns kihalás észlelhető, ami valószínűleg a tengervíz hőmérsékletének megemelkedésével lehetett összefüggésben (Sepkoski 1996, Kocsis et al. 2015, Haas et al. 2018). Jelentős csapás érte az ammoniteszeket is, a conodonták csoportja pedig teljesen eltűnt a határon (Mostler et al. 1978, Guex et al. 2012). A kihalási esemény váltotta ki a földtörténet egyik legnagyobb zátonykrízisét is, melynek számos nemzetség esett áldozatul (Beauvais 1984, Benton 1993). Kiessling és Aberhan (2007) vizsgálata alapján a trópusi csoportok szelektív eltűnése ezesetben is a hőmérsékletváltozással magyarázható. Ezeken kívül még számos csiga és kagyló csoport (elsősorban a vastag mészvázat kiválasztó hiperkalcifikáló szervezetek), valamint foraminifera és spiriferida brachiopoda család esett áldozatul a tengeri szervezetek közül a kihalásnak (Gaetani 1970, Benton 1993, Haas et al. 2018).

Az események hatásai a szárazföldi rekordban is tetten érhetőek. A palinológiai adatok alapján ugyan kihalásról nem, csak diverzitáscsökkenésről beszélhetünk, de számos helyen (pl. Marokkó, Észak-Amerika, Grönland) a flóra jelentős kicserélődése figyelhető meg (Harris 1937, McElwain et al. 2009, Cirilli 2010). Ezzel szemben

Barbacka és szerzőtársai (2017) szerint az európai kontinentális területek palinológiai és paleobotanikai adatai nem jeleznek hasonló mértékű érintettséget. Deenen és szerzőtársai (2010) szerint a flóra kicserélődése egybeesik a KAMP működésének megkezdődésével. A Közép-Atlanti magmás provincia vulkáni működése során az atmoszférába jutó üvegházgázok globális felmelegedést okoztak. A hőmérsékleti kontraszt a tengerek és a szárazföldek között nőtt, ennek következtében pedig a monszun is intenzívebb lett. Ennek hatására a Tethys partmenti régiói csapadékosabbá, míg Pangea belső területei szárazabbá váltak. (Bonis et al. 2010a, Bonis és Kürschner 2016). A sztómasűrűség alapján számított, hirtelen megemelkedő atmoszférikus CO_2-tartalom is megerősíti, hogy a globális felmelegedés nagy szerepet játszhatott az élővilág krízisében (Steinthorsdottir et al. 2011).

A triász-jura határon lezajló események által a növényvilágban kiváltott reakció fontos jelensége az ún. ″spóra-csúcs″. A spórák mennyiségbeli felfutását számos szelvényben megfigyelték ebből az időből (Fowell et al. 1994). Götz és szerzőtársai (2009) szerint a csővári szelvényben ez a spóra csúcs egybeesik a tengeri prazinofita algák gyakoriságbeli megugrásával, ami a tengeri és szárazföldi ökoszisztéma párhuzamos zavarára utal. Más eredmények viszont inkább arra engednek következtetni, hogy a jelenség a határ környékén folyamatosan, szabályos időközönként megjelenik, inkább ciklikus, klímavezérelt vegetációváltozásokról lehet szó (Bonis et al. 2010a, Cirilli 2010).

A határesemény a szárazföldi állatok fejlődésében is nyomot hagyott. A korábban sikeres Crurotarsi csoportot ugyanis itt váltották fel a dinoszauruszok, amelyek később a mezozoikum során végig a szárazföldi fauna uralkodó elemei maradtak (Brusatte et al. 2008).

A kihalás mellett legkorábban felismert jelenség a triász-jura határhoz kapcsolódó szénizotóp-anomália volt. A legtöbb szelvényben rögtön a határ alatt megjelenik egy éles és rövid időtartamú negatív szénizotóp-anomália (ún. ″kezdeti szénizotóp-anomália″), amit egyes szelvényekben egy elnyújtott, hosszú anomália, az ún. fő szénizotóp-anomália követ az alsó-hettangiban. A kiugrást nagy mennyiségű izotóposan könnyű szén hirtelen atmoszférába jutása okozhatta, mely összefüggésben lehet a KAMP működésével és az ezt követő metán-hidrát disszociációval (Ward et al. 2001, Pálfy et al. 2001, Hesselbo et al. 2002, Korte et al. 2019). Emellett fontos szerepe lehetett még a szerves anyagban dús üledékekből intrúziók hatására felszabaduló termogén metánnak is (Davies et al. 2017).

A triász-jura határon sok szelvényben litológiai váltás is bekövetkezik. Ez a váltás lehet éles, fokozatos, vagy jelezheti egy eróziós felület is. Nyugat-Európában, valamint

Észak- és Dél-Amerikában például a medence rétegsorokban megnő a sziliciklaszt és szervesanyag tartalom, lemezes szerkezetű, szervesanyagban dús, anoxikus üledékek jelennek meg a határ közelében. A nyugati Tethys régióban a késő-rhaeti alacsony tengervízszintű szakasz után a jura elején megindul a vízszint tartós emelkedése (Haas et al. 2018). Ez, a Neotethys extenziója, valamint egyéb faktorok (pl. a víz átvilágítottságának megváltozása, vagy a karbonáttermelő szervezetek krízise) végül a rhaeti végére az addig az alpi térséget kisebb-nagyobb megszakításokkal (pl. Kösseni-medence) uraló Dachsteini-platform egyre nagyobb területen bekövetkező megfulladásához vezettek (Picotti és Cobianchi 1996, Gawlick et al. 1999, Haas et al. 2018). Böhm és szerzőtársai (1999) szerint az Északi-Mészkőalpokban a határeseményt a rhaeti végén szárazra kerülés és erózió előzhette meg, melyet aztán a már említett tengerszint emelkedés követett, azonban ekkor már a határ környékén bekövetkezett ökológiai krízis nyomán lecsökkent karbonátprodukció ezzel nem volt képes lépést tartani. Hasonló, erózióval, majd megfulladással jellemezhető rétegsorok ismertek a Dunántúli-középhegység keletebbi régióiból, elsősorban a Gerecséből, azonban a középhegység délnyugati részén a triász platformok épülése folytatódott még a jurában is (Haas et al. 2018).

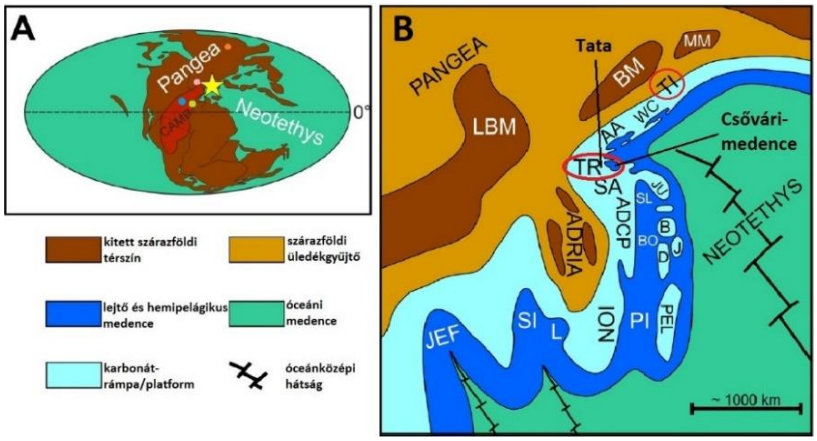
Ezek miatt az üledékföldtani bélyegek miatt korábban úgy gondolták, hogy a triász-jura határon bekövetkező kihalások oka egy gyors egymásutánban lezajló regresszió-transzgresszió pár volt (Hallam és Wignall 1999), azonban mára egyre inkább elfogadottabbá válik az az elképzelés, hogy a valódi kiváltó inkább a Közép-Atlanti magmás provincia és működésének következményei voltak (Pálfy és Kocsis 2014). A kutatók az ezredforduló táján ismerték fel a KAMP bazaltjainak és a tengeri triász-jura határok jó korbeli egyezését (Marzoli et al. 1999, Pálfy et al. 2000). Ezután számos, a vulkanizmus hatását igazoló eredmény látott napvilágot. A klímaváltozás először lehűléssel kezdődött, melyet a KAMP által kibocsájtott SO_2 gázokból képződött szulfátaeroszolok válthattak ki (van de Schootbrugge et al. 2009, Bacon et al. 2013). Ezt követte a gyors és hirtelen felmelegedés a vulkanizmus hatására az atmoszférába jutott üvegházgázok (elsősorban CO_2) következtében (McElwain et al. 1999, Schaller et al. 2011). Az éghajlatmódosító hatás erősítéséhez hozzájárult még az Egyenlítő közelében kiömlő nagy mennyiségű bazalt gyors mállása (Cohen és Coe 2007), a felmelegedés következtében disszociáló, addig a tengerfenéki üledékekben csapdázott metán-hidrát (Beerling és Berner 2002), valamint a szervesanyagdús kőzetekbe nyomult magmás intrúziók által felszabadított termogén metán (Davies et al. 2017). A légkörből a CO_2 az

óceánokba oldódott, ami azok elsavasodásához, a mészkiválasztó szervezetek krízisséhez vezethetett (Hautmann 2004). A kihalás és a vulkanizmus egyidejűségének további bizonyítékai az Északi-Mészkőalpok határszelvényeiben talált vulkáni eredetű agyagásványok, szferulák és mafikus ásványok, valamint az egyre több helyen feltárt, a kezdeti szénizotóp-anomáliával kb. egybeesően jelentkező és a vulkáni működéshez kapcsolható higany-anomáliák (Pálfy és Zajzon 2012, Percival et al. 2017).

A határon lezajló események kutatása után a triász-jura határ sztratotípusát (GSSP) a Nemzetközi Rétegtani Bizottság az Északi-Mészkőalpokban, az ausztriai Kuhjochnál jelölte ki. Az ″aranyszöget″ a *Psiloceras spelae tirolicum* első előfordulásának szintjéhez ″verték be″ (Hillebrandt et al. 2013).

2.b) Magyarországi triász-jura határszelvények

Magyarországon is található több olyan rétegsor, mely tartalmazza a triász-jura határ (1. ábra). Ezek nagy előnye, hogy a határ és az ehhez kapcsolódó jelenségek más és más környezetben képződött üledékekben vizsgálhatók. Az ekkor a Neotethys széles karbonátplatformjához tartozó Dunántúli-középhegységi egység északkeleti végében található csővári Vár-hegy szelvénye a platform előtéri lejtő és medence környezetet képviseli. A nyugatabbra található Gerecse feltárásai (pl. Vöröshídi-kőfejtő, tatai Kálvária-domb) a határon tektonikusan tagolódó és megfulladó környezetet, a Dachsteini-platform külső részét reprezentálják, míg a még délnyugatabbra fekvő Bakony szelvényei (pl. a zirci Zt-62 és a sümegi Süt-28 jelű fúrás, valamint a Kőris-hegy feltárása) a Dachsteini-platform belső részét, a jurában is tovább élő platformot képviselik. A Tiszai egységhez tartozó Mecsek ekkor egy gyorsan süllyedő medence volt a már lepusztult variszkuszi hegységöv déli előterében. Itt a késő-triászban, valamint a kora-jurában szárazföldi folyóvízi, delta és tengerparti, mocsári környezetben rakódtak le kőszénrétegekkel megszakított sziliciklasztos üledékek (Haas et al. 2018).



1. ábra A triász-jura határt tartalmazó magyarországi rétegsorok (Tata, Csővári-medence) elhelyezkedése a triász-jura határ idején, paleogeográfiai térképen (vörössel bekarikázva). Az A jelű térképen látható pontok különböző ciklussztratigráfiai eredménnyel rendelkező szelvényeket jelölnek (kék – Newark-Hartford-medence, zöld – Argana-medence, rózsaszín – az Egyesült Királyság déli, délnyugati régiója, narancs – Dzsungáriai-medence), míg a sárga csillag a B jelű kivágatot jelöli. A B jelű térkép rövidítései: LBM – London-Brabant Masszívum, BM – Bohémiai Masszívum, MM – Malopolska-masszívum, AA – Ausztroalpi egységek, WC – Középső- és Belső-Nyugati-kárpáti egységek, TI – Tiszai egység, TR – Dunántúli-középhegységi egység, SL – Szlovén-árok, JU – Júliai-Alpok, B – Bükki egység, ADCP – Adriai-Dinári-karbonátplatform, BO – Boszniai flis zóna, D – Drina-Ivanjica egység, JA – Jadar-blokk, SI – Szicíliai-medence, L – Lagonegro-medence, JEF – Jefra-medence, PI – Pindosz-medence, PEL – Pelagóniai-Szubpelagóniai egység (Haas et al. 2019, Kovács 2019, Deenen et al. 2010 és Sha et al. 2015 alapján).

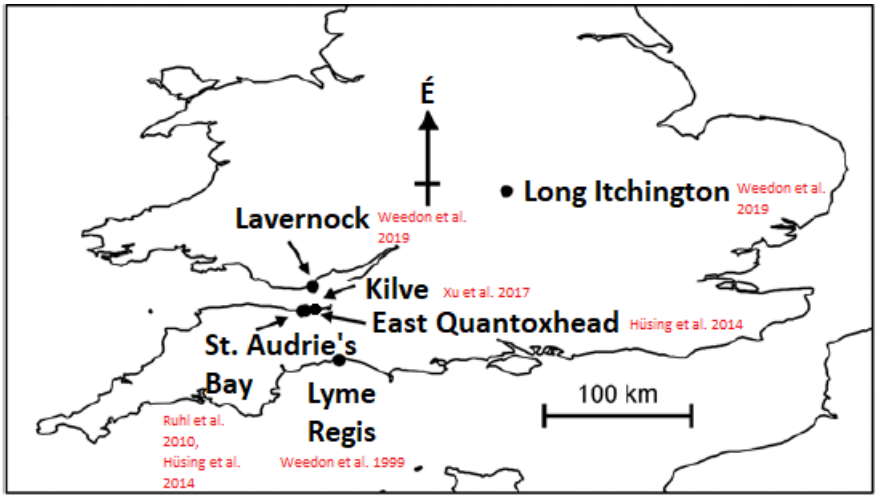
2.c) Triász-jura határszelvények ciklussztratigráfiai vizsgálata a világban

A triász-jura határszelvények ciklussztratigráfiai vizsgálata több évtizedes múltra tekint vissza. Kutatók már a világ több, különböző pontjáról kimutatták a Milanković-ciklusok jelenlétét ilyen korú rétegsorokból (1. ábra). Ennek jelentősége abban rejlik, hogy az egyes szelvények sokszor igen különböző őskörnyezetben lerakódott, eltérő litológiájú üledékekből épülnek fel. Mindez arra enged következtetni, hogy a triász-jura határ környékén nem csak egy-egy környezet reagált a Milanković-ciklusokra, hanem gyakoriak lehettek a Milanković-ciklusok által uralt és meghatározott üledékes rendszerek.

A legfontosabb ciklussztratigráfiai eredmény a Newark-medence rétegsoraihoz kapcsolódik. A ma Észak-Amerika keleti részén elhelyezkedő egykori rift medence a triász végén és jura elején nagyon közel helyezkedett el az Egyenlítőhöz. Rétegsora túlnyomó részt tavi üledékekből áll, a ciklicitás ennek az egykori tónak a vízszintváltozásaiban figyelhető meg (Olsen és Kent 1996, Olsen és Kent 1999). Ezek az adatok, kiegészülve a szomszédos, minden tekintetben hasonló Hartford-medence adataival (Kent és Olsen 2008, Kent et al. 2017) nagyban hozzájárultak a ma etallonnak

számító Csillagászati Korskála (*Astronomical Time Scale, ATS*) triász-jura határ körüli szakaszának megalkotásához (Hinnov és Hilgen 2012).

A vizsgálatok másik fontos helyszíne, az Egyesült Királyság déli, délnyugati régiója. Itt számos helyen tárul fel a Blue Lias Formáció, melynek a képződési környezete vitatott. Valószínűleg egy sekélytengeri környezetről lehet szó, mely azonban a Blue Lias ülepedésének megkezdődése előtt hirtelen és gyors süllyedésbe kezdett, megfulladt. Az így kialakult medence környezetében azonban több platform is kiemelve maradt (Ruhl et al. 2010). A legfontosabb helyszínek Dorset partjai mentén, Lyme Regis környékén (Hallam 1986, Weedon et al. 1999), valamint a Bristoli-csatorna partjain (St. Audrie's Bay, East Quantoxhead, Kilve és Lavernock), illetve Long Itchington település mellett vannak (2. ábra) (Ruhl et al. 2010, Hüsing et al. 2014, Xu et al. 2017, Weedon et al. 2019).



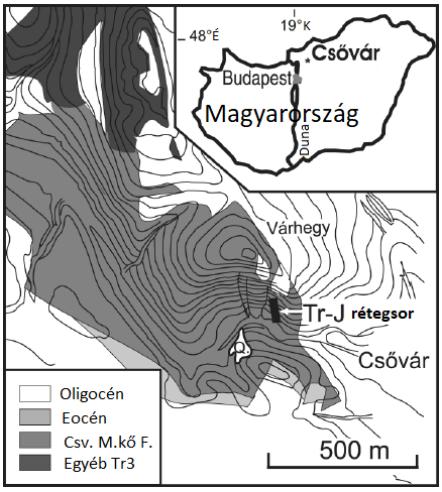
2. ábra A Blue Lias Formáció ciklussztratigráfiai vizsgálatnak alávetett feltárásai az Egyesült Királyság térképén. Pirossal a legfontosabb cikk szerzője és a megjelenésének éve (Weedon et al. 2019 alapján).

További két határszelvény ismert még, mely ciklussztratigráfiai eredménnyel bír. Ezek a marokkói Argana-medence, illetve a ma Északnyugat-Kínában elhelyezkedő Dzsungáriai-medence. Előbbi szárazföldi alluviális, folyóvízi, eolikus, valamint playa üledékekből épül fel (Deenen et al. 2010), míg utóbbi egy szintén szárazföldi, széntelepekkel tagolt folyóvízi és tavi rétegsor. A kínai vizsgálat különlegessége abban is áll, hogy a vizsgált szelvény a késő-triász-kora-jura idején magas szélesség (kb. 60°) mentén helyezkedett el (Sha et al. 2015).

3) A csővári szelvény

3.a) Földtani felépítés

Csővár község Budapesttől nagyjából 40 km-re, észak-északkeletre helyezkedik el. A triász-jura határ feltárásai, a Pokol-völgyi kőfejtő és a csővári Vár-hegy déli lejtőjének szelvénye a településtől északnyugatra találhatóak. (3. ábra). A Vár-hegyen a természetes kibukkanásokat a feltártság növelése érdekében több mesterséges árok köti össze. Ezeket egészíti ki, a Pokol-völgyi kőfejtő talpán 1968-ban mélyült, 1200 m mély Csv-1 jelű fúrás (Haas et al. 1997).



3. ábra A Csővári-rög délkeleti részének egyszerűsített geológiája.
Q. – Pokol-völgyi kőfejtő, Csv. M.kő F. – Csővári Mészkő Formáció
(Benkő és Fodor 2002, valamint Pálfy et al. 2001 alapján)

A vetőkkel határolt, kiemelt Nézsa-Csővári-blokk az ún. Dunabalparti rögök egyike és a Dunántúli-középhegységi egység északkeleti végénél helyezkedik el. Tágabb értelemben az Alcapa főegység része (Haas és Tardy-Filácz 2004, Kovács et al. 2000). A feltárásokban az eocén és oligocén képződményeken kívül kibukkanó, felső-triász-alsó-jura kőzetek a Csővári Formáció részét képezik. Ezek a Neotethys nyugati selfjén, a Dachsteini-platform külső, intraplatform medencékkel tagolt részén rakódtak le, lejtő, lejtőlábi és medence üledékekként (Balogh 1981, Haas et al. 1997, Haas et al. 2000, Haas és Tardy-Filácz 2004, Haas et al. 2010).

A Csv-1 jelű fúrás a rétegsor felső-karnitól alsó-rhaetiig tartó szakaszát harántolta. Mélyebb helyzetben tűzköves dolomit, a Csővári Formáció karni korú Pokolvölgyi Dolomit tagozata található. Ezt közel 500 méter vastagságban, a felszínig vékony réteges, laminált, helyenként tűzköves, dolomitos mészkő (Csővári F.) fedi (Balogh 1981, Haas et al. 1997). Karádi és szerzőtársai (2013) a karni-nori határt conodonták alapján a

fúrásban 522 m környékére teszik, míg Haas és szerzőtársai (1997) szerint a nori-rhaeti határ 20 m környékén jelölhető ki. Ezzel szemben Karádi és szerzőtársai (2020) már 85 méterről rhaetit jelző *Misikella posthernsteini* conodontát írtak le. A Pokolvölgyi-kőfejtő rétegsora ammoniteszek alapján kora-késő-rhaeti korú, míg az ezzel részben átfedő vár-hegyi szelvény a késő-rhaetitől a szinemuriig tart (főként conodonták, radiolariák és ammoniteszek alapján), vagyis tartalmazza a triász-jura határt (Kozur 1993, Haas et al. 1997, Pálfy és Dosztály 2000, Haas és Tardy-Filácz 2004, Haas et al. 2010). A Pokol-völgyi kőfejtő felvett 54 rétege és a Vár-hegyi szelvény 124 rétege szintén a Csővári Formáció része (Haas et al. 1997, Haas és Tardy-Filácz 2004, Pálfy és Haas 2012).

A Csővári-medence fejlődése a karni elején indult, mikor a Neotethys riftesedése miatt a platform peremmel párhuzamosan szűk intraplatform medencék nyíltak fel a Dachsteini-platform északkeleti végében. A Csővári-medence mellett ilyen a Hármashatárhegyi-medence is, mely az előbbinél elzártabb és oxigénnel kevésbé ellátott volt. Elképzelhető, hogy a két medence egy intraplatform medence különböző mértékben elzárt részét alkotta, vagy egymástól platformokkal és/vagy szigetekkel elválasztott medencék voltak. (Haas et al. 2000, Haas 2002). Haas és szerzőtársai (2010) szerint a csővári rétegsorban végig jelenlévő sok szárazföldi növénymaradvány, ezek erősen változó mérete és a nyúlt fitoklasztok, valamint a pollenek és spórák gyakorisága arra utal, hogy a két medence között több kis sziget létezett a külső platformon még a hettangi elején is.

A késő-karnitól a noriig medence környezet dominált, ami a nori végére lejtőlábi környezetté fejlődött, ez a platform progradációját jelzi (Haas és Budai 1999, Haas 2002, Benkő és Fodor 2002). A rhaeti elején a kőfejtő legalsó rétegei alapján jelentős tengerszint csökkenés következett be. A korábbi platformok nagy része szárazra került, a medence pedig elzártabbá és az aljzaton oxigénszegényebbé vált. A tengerszint esést a szárazföldi növénymaradványok megnövekedett aránya is jelzi (Haas és Budai 1999, Haas és Tardy-Filácz 2004).

Az alsó-rhaetiben a kőfejtő rétegsorában proximális turbidit rétegek jelennek meg. Ezek főként crinoidea vázelemekből állnak, azonban a sok sporomorfa és szárazföldi palinomorfa azt jelzi, hogy a szomszédos platformok nagy része szárazon maradt. A crinoideák, melyek a kalciturbiditek anyagának túlnyomó részét szolgáltatták, valószínűleg a lejtőkön élhettek. Az ekkor meginduló hosszútávú traszgressziós trend hatására már kis felépítmények jöttek létre a lejtő legmagasabb részein. A traszgresszió kezdetét jelzi a kőfejtő 24. rétege is, a törmelékfolyás a lejtő instabillá válását jelentheti.

Gyakoriak a csuszamlási szerkezetek, melyek lejtő menti üledékmozgásra utalnak (Haas et al. 1997, Haas és Tardy-Filácz 2004, Haas et al. 2018).

A medence további fejlődését a jurában is folytatódó transzgresszió határozta meg. Felfelé a rétegsorban a proximális turbiditek felől a disztális és nagyon disztális turbiditek, majd végül a medence környezet irányába eltolódó trend figyelhető meg. A vár-hegyi szelvény 75-80. rétegei különlegesek, átülepített onkoidokat tartalmaznak és grapestone szövetűek. A platform eredetű elegyrészek vélhetőleg a platformok tetején, sekély, de mozgatott vízben keletkezhettek és akár a platformok megfulladására is utalhatnak (Haas és Tardy-Filácz 2004). A medence transzgresszió során történő fejlődésének még részletesebb bemutatására a 3.c) alfejezetben kerül sor.

3.b) Tudománytörténet

A Csőváron kibukkanó kőzetek kutatása már a 19. században megindult. Az első eredmények Szabó (1860) nevéhez fűződnek, aki feltételezte, hogy a csővári Vár-hegy déli lejtőjén és tetején előforduló világos sárga, világos barna színű rétegek kora-jura korúak. Később Vadász (1910) az egész csővári rétegsort a felső-triászba, azon belül is a karniba helyezte. A képződményeket alpi analógiák alapján az ún. ″raibli rétegekkel″ párhuzamosította és az egész csővári rétegsort sekélytengeri eredetűnek tartotta, állandó, folytonos településsel, helyenként csuszamlásokkal. Ez a felfogás több mint egy fél évszázadon át élt a köztudatban, később több szerző is ezt a hipotézist támogatta munkáival (pl. Noszky 1934, Noszky 1942, Oravecz 1963, Detre 1969, Detre 1970, Detre 1971).

Kozur és Mostler (1973) munkája azonban fordulatot hozott a csővári képződmények korát illetően. A Pokol-völgyi kőfejtőben talált mikrofosszíliák (elsősorban conodonták) alapján a késő-noritól talán egészen a rhaetiig tartó kort valószínűsítettek az addigi makrofosszíliákon és rétegtani analógián alapuló korokkal szemben. Kozur és Mostler (1973) eredményeit elsőként Detre (1979), majd Kovács (1983) ismerte el. Detre és szerzőtársai (1988) szintén késő-norira utaló fosszíliákat (pl. *Choristoceras* sp. ammonitesz) találtak és valószínűsítették a rhaeti jelenlétét is.

Kozur és Mock (1991) újabb vizsgálataik során megállapították, hogy a rétegsor tartalmazza mind a három rhaeti conodonta zónát (*Misikella hernsteini*, *Misikella posthernsteini* és *Misikella ultima* zóna), valamint felvetették annak lehetőségét, hogy az általuk újonnan leírt, *Neohindeodella detrei* nevű condonta faj a világon egyedülálló

módon talán túlélte valamivel a triász-jura határt. A Detre és szerzőtársai (1988) által bemutatott ammonitesz példány korát is rhaetire módosították. Mindemellett a vár-hegyi rétegeket teljes mértékben késő-rhaeti korúnak írták le és megemlítették, hogy a Vár-hegy tetején akár alsó-jura kőzetek is előfordulhatnak.

Detre (1993) ezek után már triász-jura határról írt és újabb rhaeti korú kagylókat fedezett fel Csőváron. Úgy vélte továbbá, hogy a Vár-hegy déli oldalában található crinoideás-brachiopodás padok litosztratigráfiailag inkább rokoníthatóak a ″hierlatz típusú″ kora-jura képződményekkel, mint bármi más nori vagy rhaeti korú képződménnyel. Kozur (1993) a vár-hegyi szelvény magasabb részéből kora-jura radiolariákat közölt, biztosan igazolva a hettangi és kérdőjelesen a szinemuri meglétét.

A csővári képződmények korkérdésének tisztázása és a feltehetőleg folytonos, hiátustól mentes határ felismerése hamar az érdeklődés középpontjába helyezte a Pokol-völgyet és elsősorban a Vár-hegyet. Haas és Budai (1999) az egész Dunántúli-középhegységet érintő, triász időszakra szorítkozó szekvenciasztratigráfiai munkája kitért Csővárra is. Benkő és Fodor (2002) Csővár környékének szerkezetföldtani vizsgálatát végezték el és ezzel segítették a térség addigra már amúgy is kialakulóban lévő, máig elfogadott őskörnyezeti rekonstrukciójának fejlődését (Haas et al. 1997, Haas et al. 2000).

Ezzel egyidőben zajlottak a triász-jura határ pontosítását megcélzó kutatások is. Pálfy és Dosztály (2000) részletes vizsgálatokat végzett a határ definiálása érdekében. A feltártság növelése miatt kutatóárkot ástak a Pokol-völgy északi részén található kibukkanások összekapcsolására és új ősmaradványokat is gyűjtöttek. Az eredményeik megerősítik Kozur (1993) feltételezését a szinemuri korú radiolariákról, valamint munkájuk során egy 19 méteres intervallumra szűkítették a lehetséges triász-jura határ kérdéses pozícióját. Kijelentették továbbá, hogy mivel sem éles litológiai váltás, sem szemmel egyértelműen látszó hiátus nem nyomozható ezen az intervallumon, igen valószínű a rétegsor folytonossága ezen a fontos szakaszon. Pálfy és szerzőtársai (2001) további biosztratigráfiai adatokat közöltek, valamint a világon az elsők között kimutatták az ekkoriban felismert, triász-jura határhoz kapcsolódó szénizotóp-anomáliát, mind szerves anyagon, mind pedig karbonáton mérve.

Haas és Tardy-Filácz (2004) komplex és részletes mikrofácies vizsgálatot végzett el a csővári rétegsoron és továbbfejlesztette az addigi szekvenciasztratigráfiai, valamint őskörnyezeti eredményeket. A későbbi adatok figyelembevételével aztán ezt tovább finomították, az első ciklussztratigráfiai becsléseket is megadva (Haas et al. 2010).

Ozsvárt és Carter (2005) a triász-jura határon a radiolaria közösségekben bekövetkező változásokat vizsgálta és némileg pontosították a kizárólag radiolariák alapján meghúzható határintervallumot. Pálfy és szerzőtársai (2007a) újravizsgálták a korábban felismert szénizotóp-anomáliát és pontosabb, nagyobb felbontású szénizotóp görbét közöltek. Emellett részletesebb szerves geokémiai vizsgálatokat végeztek és magnetosztratigráfiai, illetve agyag és mikromineralógiai eredményeket is közzétettek. Új gyűjtések alapján is vizsgálták az egyes élőlényeket (radiolariák, foraminiferák, conodonták és ammoniteszek) érő hatásokat a határesemény és az azt követő talpra állás során.

Götz és szerzőtársai (2009) a csővári Vár-hegy palinológiai vizsgálatát végezték el. Kimutatták a spórák és a prazinofita algák párhuzamos csúcsát, mely pont egybe esik a szénizotóp-anomáliával. Korte és Kozur (2011) szintén a szénizotóp-anomáliát vizsgáló kutatást végzett a Pokol-völgyi kőfejtőben. Karádi és szerzőtársai (2013) a Csv-1 jelű fúrásban a karni-nori határ pozícióját revideálták, míg Karádi és szerzőtársai (2020) új conodonta adatokat közöltek ugyanebből a fúrásból és ezzel a nori-rhaeti határt is pontosították. Végül Kovács (2019) új, még nagyobb felbontású szén- és oxigénizotóp görbét közölt, valamint jelentős higany-anomáliát ismert fel a vár-hegyi szelvényből.

3.c) Szekvenciasztratigráfia és korábbi eredmények

Az első szekvenciasztratigráfiai megoldások (Haas és Budai 1999, Haas és Tardy-Filácz 2004) után a legfrissebb és legújabb adatokat is figyelembe vevő eredményeket Haas és szerző társai (2010) közölték, ami jó összehasonlítási alapot nyújt az itt bemutatásra kerülő eredményekhez.

A vizsgálatuk terepi megfigyeléseken és vékonycsiszolatokon alapul. A következő litofáciesek váltakozását írták le: litoklasztos-bioklasztos grainstone/packstone (Lb), onkoidos grapestone grainstone/packestone/wackestone (On), középszemű kalciturbidit (Mt), finomszemű kalciturbidit (Ft), kalcisiltit-kalcilutit laminit (La), szivacstűs wackestone (S), vékony héjú kagylós wackestone (B), radiolariás wackestone (Rw) és radiolariás packestone (Rp). Az adatok a Pokol-völgyi kőfejtőből és a Vár-hegyről egyaránt származnak, azonban ebben a munkában a szerzők már csak a vár-hegyi szelvényre szorítkoztak, ami a szakdolgozatom tárgya is (4. ábra) (Haas és Tardy-Filácz 2004, Haas et al. 2010). A litofácies adatokat kiegészítették a vár-hegyi

szelvény 21-86. rétegéből nyert palinológiai eredményekkel. Eredményeiket az alábbiakban foglalom össze.

A Pokol-völgyi kőfejtőből ismert kora-rhaeti végi – középső-rhaeti jelentős tengerszint esést, mikor a korábbi platformok nagy része szárazra került és az intraplatform medence még jobban beszűkült, hosszútávú mélyülő trend követte egészen a kora-hettangiig, mely már a vár-hegyi szelvényben is nyomozható. Ez a trend megfeleltethető a világból sok helyen megfigyelt, a rhaetitől a kora-szinemuriig tartó transzgresszív szakasznak.

Erre a hosszútávú trendre illeszkedik egy 5-10 méteres, negyedrendű ciklicitás, mely a turbidites fáciesek és medence üledékek váltakozásában nyilvánul meg. Ez a ciklikusság jobban megfigyelhető a rétegsor alsó szakszán, ahol a középszemű turbiditek is jelen vannak. Itt dm léptékű, felfelé mélyülő ciklusok is felismerhetőek a turbiditek és a pelágikus üledékek váltakozásában. A rétegsor felsőbb részén, ahol a turbiditek már hiányoznak, vagy csak nagyon disztális turbiditként értelmezhető kalcisiltit-kalcilutit laminitek vannak jelen a finomszemű medence üledék mellett, ez a ciklikusság már kevésbé egyértelmű.

Az első ciklus a vár-hegyi szelvény 1-15. rétegéig tart. A proximális és disztális turbiditek felfelé radiolariás medence üledékbe mennek át, ami a platform retrogradációját és ezzel a tengerszint növekedését jelenti. A ciklus turbidites tagjában a crinoideás turbiditek és a radiolariás wackestone-ok váltakozása egy nagyobb frekvenciájú ciklus jelenlétére utal.

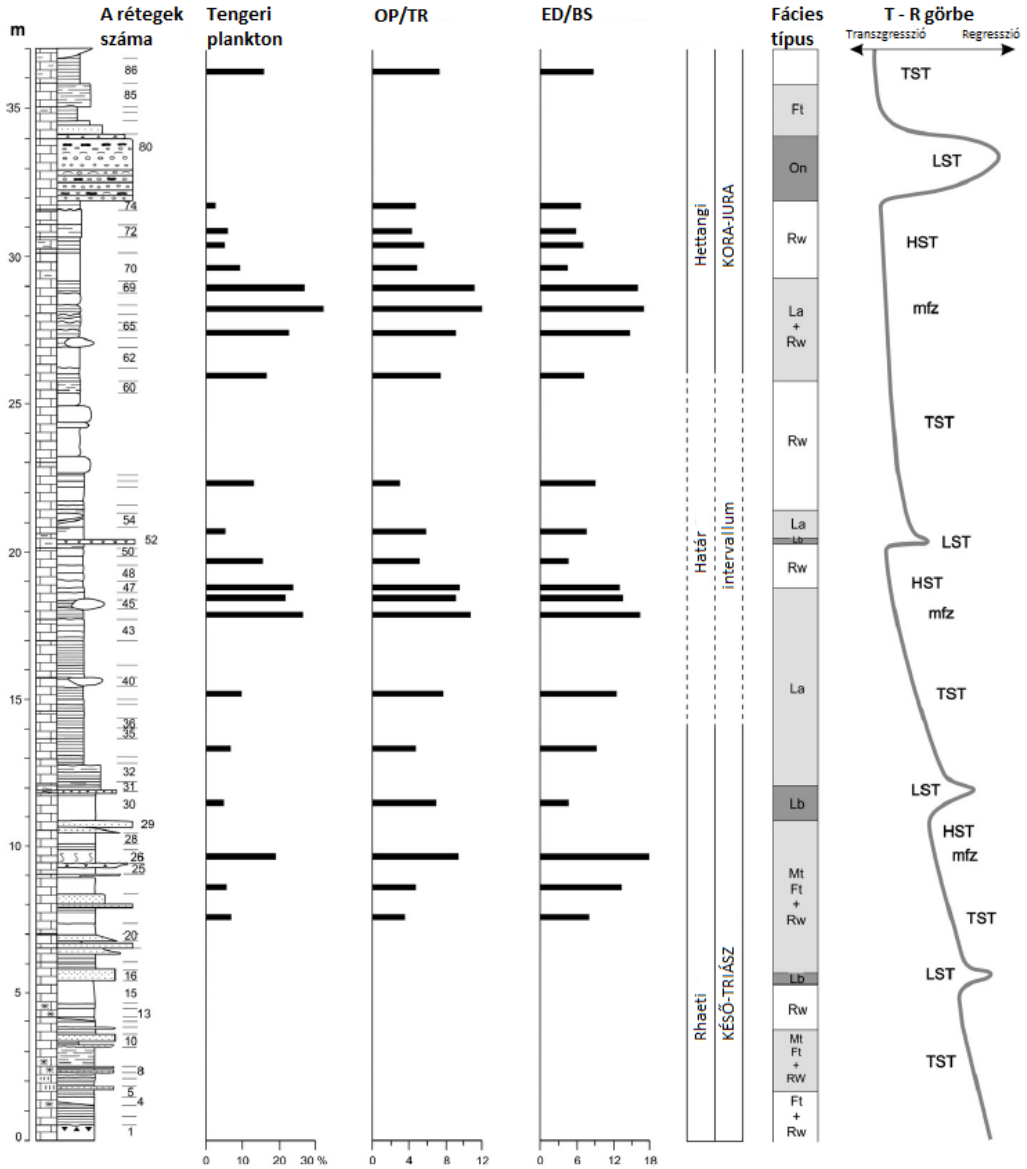
A második ciklus a 16-29. rétegig tart. A 16. réteg sok, nagy méretű újraülepített platform és felső lejtő eredetű bioklasztot tartalmaz. Ez felfelé közép- és finomszemű turbidites fáciesbe megy át, amely a bioklasztok és a palinológiai adatok alapján egy transzgresszív trendre utal. A maximális elöntés a 26. rétegre tehető. A dm nagyságú turbidit-pelágikus üledék váltakozás ebben a ciklusban is megfigyelhető.

A 30-51. rétegig tart a következő, harmadik ciklus, mely egy pelágikus wackestone mátrixban kis litoklasztokat és sok sekélytengeri bioklasztot tartalmazó réteggel (30. réteg) indul. Ez a kisvízi szakasznak feleltethető meg. Erre utalnak a palinológiai adatok és a megnövekedett terrigén behordás is. Ezt laminites üledékek követik, melyek a palinomorfák alapján transzgresszív trendre utalnak. A maximális elöntés a 44. rétegnél következik be, ezt radiolariás medence üledék követi.

A negyedik ciklus az 52-74. réteget tartalmazza. Az 52. réteg egy vékony, lito- és bioklasztos proximális turbidit réteg. Ez felfelé medence üledékekbe megy át, ami

transzgressziót jelez. A maximális elöntést a 67. réteg reprezentálja. A palinológiai és paleontológiai adatok végig alátámasztják ezt a feltételezést.

Az utolsó, ötödik ciklus a 75. réteggel indul és a vizsgált rétegsor tetejéig, a 86. rétegig tart. A 75-80. réteg egy újraülepített onkoidokat és grapestone-t tartalmazó, 2 méter vastag, felfelé vastagodó köteg, mely valószínűleg a rhaeti-kora-hettangi harmadrendű szekvencia végét jelenti. Erre disztális turbiditek és sokféle medence üledék (Rw, B és S litofácies) következik, ami transzgressziót utal.



4. ábra A vár-hegyi rétegsor, palinofácies adatok, litofácies típusok és a szekvenciasztratigráfiai értelmezés. A tengeri planktonok és izometrikus opak fitoklasztok maximuma alapján három maximális elöntési szint figyelhető meg. A transzgresszív szakasz a növekvő tengeri komponensek és az izometrikus opak fitoklasztok arányából látszik, míg a nagyvízi szakasz esetén ellentétes trend figyelhető meg. Rövidítések: OP/TR – opak/áttetsző fitoklaszt arány, ED/BS – izometrikus/nyúlt fitoklaszt arány, HST – nagyvízi szakasz, mfz – maximális elöntési szint, TST – transzgresszív szakasz, LST – kisvízi szakasz (Haas et al. 2010 alapján).

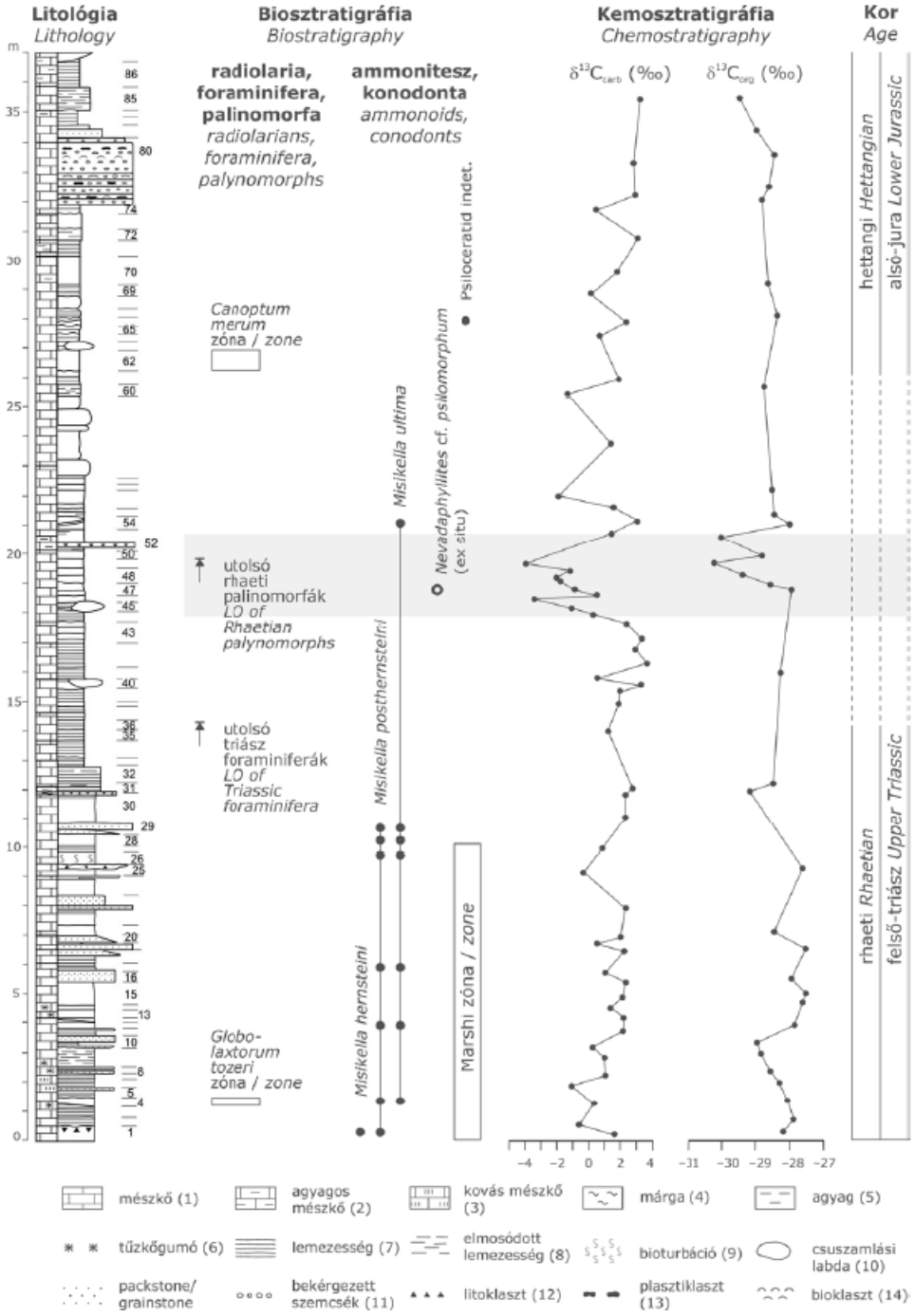
Haas és szerzőtársai (2010) ciklussztratigráfiai becslést is adnak, ami összehasonlítási alapot jelent az itt bemutatott eredményekhez. A becslés függ a rhaeti hosszától. Ők a felső-triász platform karbonátok vastagságaránya és a Dunántúli-középhegységben található Dachsteini típusú platformkarbonátok ciklussztratigráfiai eredményei alapján 2 millió évvel számoltak.

Abból indultak ki, hogy a csővári rhaeti rétegsor teljes vastagsága 55 m, ha ennek leülepedése 2 millió évet vett igénybe, akkor a Vár-hegyen feltáruló 20 méternyi felső-rhaetire 800 ezer év jut. A vár-hegyi 20 méteren, vagyis ezek alapján 800 ezer éven belül két és fél üledékes ciklust ismertek fel. Ez azt jelenti, hogy az üledékes ciklusok a Milanković-ciklusok tartományába esnek, azon belül is a 400 ezer éves excentricitási ciklushoz állnak a legközelebb. Tekintve, hogy az egész rhaetire, vagyis 2 millió évre 5 db ilyen, negyedrendű üledékes ciklus jut, a 400 ezer éves excentricitást még meggyőzőbbnek tartják. A szerzők azonban megjegyzik, hogy az egykorú ciklikus platformkarbonátok a Dunántúli-középhegységből inkább a 100 ezer éves excentricitási ciklus dominanciáját mutatják. A dm nagyságú váltakozást ezek alapján a precessziós ciklusnak tulajdonították.

A szerzők eredményeiket az üledékes ráta alapján is alátámasztották. Csőváron egy ciklus vastagsága 6-8 m között váltakozik, amit 400 ezer évnek megfeleltetve, 15-20 m/millió év üledékképződési ráta adódik. Ez az érték közel áll a Maurer (2003) által vizsgált középső-triász korú, hasonló környezetben lerakódott rétegsor rátájához.

3.d) A triász-jura határ kijelölése

Csőváron a vár-hegyi szelvényben a triász-jura határ kijelölése elsősorban biosztratigráfiai alapon történhet, melyet kiegészíthetnek a kemosztratigráfiai eredmények. Egy közel 6 m vastag határintervallumon belül a határ pontos helyzete kérdéses, ugyanis itt nem sikerült korjelző és biztosan *in situ* helyzetű ősmaradványt találni (5. ábra) (Pálfy és Dosztály 2000, Pálfy et al. 2007a).



5. ábra A csővári Vár-hegy rétegsora a fontosabb biosztratigráfiai adatokkal és a szénizotóp görbével. A szürke sáv a negatív szénizotóp-anomália helyzetét jelöli (Pálfy et al. 2001, 2007a, Götz et al. 2009, Haas et al. 2010 és Haas et al. 2018 nyomán).

A biosztratigráfiához öt ősmaradvány csoport használható fel hatásosan. A legfontosabbak ezek közül az ammoniteszek. A vár-hegyi szelvény alsó 10 métere (a 27. rétegig) több *Choristoceras* illetve egy *Cladiscites* fajt szolgáltatott, ami alapján ez a szakasz a legfelső triász ammonitesz zónába, a Marshi Zónába tehető. Az első, biztosan jura korú, *in situ* ammonitesz (*Psiloceras* sp.) 28,5 m-nél (66. réteg) került elő, törmelékből pedig származik egy szintén jura korú *Nevadaphyllites* cf. *psilomorphum*

18,8 méterről. A terepviszonyok alapján Pálfy és Haas (2007) valószínűsíti, hogy a példány a közvetlen közelből származhat. Mindezen adatok szerint a triász-jura határ a 27. és a 66. réteg (10-28,5 m) közé tehető és az intervallum 18,5 m-t képvisel (Pálfy és Dosztály 2000).

A conodonták szukcessziója alapján a vár-hegyi szelvényben mind a három rhaeti conodonta zóna megtalálható. Ezek közül a legfelső, *Misikella ultima* zóna biztosan kimutatható a 29. rétegig (10,4 m), azonban a *Misikella ultima* és *"Neohindeodella"* sp. egy-egy példánya előkerült az 54. rétegből is (20,9 méter). Ez a két példány akár áthalmozódás útján is belekerülhetett az őt befoglaló, jóval feljebb elhelyezkedő rétegbe, de amennyiben rétegtani helyzetük valós, úgy conodonták alapján ez a szint jelentené a triász végét (Pálfy et al. 2007a).

Radiolariák alapján a 4. réteg még a legfelső triász *Globolaxtorum tozeri* zónába tartozik, míg a 62. réteg már olyan példányokat tartalmaz, melyek a legalsó jura észak-amerikai *Canoptum merum*, vagy a megegyező korú alpi *Relanus hettangicus* zónába sorolhatók. Radiolariák alapján tehát a triász-jura határintervallum a 4. és 62. réteg között (1,5 - kb. 26 m) van. (Pálfy et al. 2001, Ozsvárt és Carter 2005, Pálfy et al. 2007a)

Az utolsó, biztosan triász korú foraminiferák a 36. réteghez kapcsolhatóak (14,5 m), míg az első, biztosan jura faj (*Involutina liassica*) a 119. rétegben (52 m) jelenik meg. A foraminiferák így a 36. és a 119. réteg (14,5 – 52 m) között jelzik a határintervallumot (Pálfy et al. 2007a).

Haas és szerzőtársai (2010) szerint az utolsó rhaeti kort jelző palinomorfák a 49. réteggel bezárólag jelennek meg (kb. 20 m). A palinológiai adatok párhuzamba állíthatóak a kemosztratigráfiai adatokkal is, ugyanis Götz és szerzőtársai (2009) megállapították, hogy a Pálfy és szerzőtársai (2007a) által kimutatott negatív szénizotóp-anomália a 47 és 49. réteg között mutatja a legnegatívabb értékeket, ők pedig pont itt, a 47. rétegben (kb. 19 m) hirtelen megugrást észleltek a prazinofita algák gyakoriságában és ugyanehhez a réteghez kapcsolható a sporomorfák maximuma is. Az Északi-Mészkőalpokban szintén kimutatható a negatív szénizotóp-anomáliával egybeeső alga felvirágzás (Bonis et al. 2009). Ez az anomália korrelálható a világon számos helyen közvetlenül a rhaeti-hettangi határ alatt megjelenő anomáliával (Haas et al. 2018).

A 47. réteg (kb. 19 m) közvetlenül a biosztratigráfiai úton kijelölhető határintervallum alatt helyezkedik el. Ha nem fogadjuk el ugyanis a legmagasabb pozícióban előkerült *Misikella ultima* példányt, mint a *Misikella ultima* zóna biztos felső határát, akkor az utolsó triász ősmaradvány (palinomorfa) a 49. rétegből (kb. 20 m)

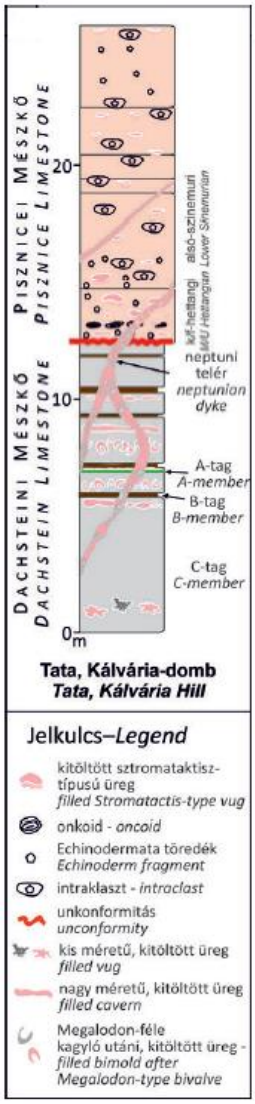
ismert. Ezzel szemben a legkorábbi jura ősmaradványok a 62. rétegből (kb. 26 m) előkerülő radiolariák, vagyis a határintervallum ezek alapján a 49. és a 62. réteg közé (kb. 20 – kb. 26 m) jelölhető ki (Pálfy et al. 2007a, Haas et al. 2010, Haas et al. 2018).

4) A tatai Kálvária-domb szelvénye

4.a) Földtani felépítés

A tatai Kálvára-domb kőfejtőjének nyugati udvara az ELTE Geológus Kertjén kívül, annak közvetlen szomszédságában helyezkedik el. A dolgozat tárgya ennek a rekultivált bányaudvarnak a rétegsora. A kiemelt tatai blokk a Gerecse nyugati előterében helyezkedik el, a Nézsa-Csővári-blokkhoz hasonlóan szintén a Dunántúli-középhegységi egység része, ami egykor a Neotethys selfjéhez tartozott (Fülöp 1975, Haas et al. 2018). A területen a platform környezetben lerakódott Dachsteini Mészkő Formáció érintkezik üledékhézagot jelző unkomformitás mentén a hemipelágikus Pisznicei Mészkő Formációval (6. ábra). A rétegsor kimélyülő tengeri környezetre, megfulladó platformra utal (7. ábra) (Fülöp 1975, Mindszenty 1992, Haas 1995, Haas és Hámor 2001).

6. ábra A tatai Kálvária-domb egykori kőfejtőjének nyugati udvara. A vörös vonal által jelölt unkomformitás alatt világos szürke Dachsteini Mészkő, felette pedig a világos rózsaszín Pisznicei Mészkő látható.



7. ábra A Kálvária-domb nyugati kőfejtőudvarának vizsgált rétegsora (Haas et al. 2018).

A világosszürke, kalcitpettyes Dachsteini Mészkőből ebben a kőfejtőben 12 méter tárodik fel, azonban az egykori kőfejtő udvarán 1969-ben mélyített T-5 számú fúrás több mint 200 méteresre egészíti ki a vizsgálható vastagságot. A felszínen nyomozható szakasz a Megalodontacea-k alapján rhaeti korú, csakúgy, mint a fúrásban harántolt szelvény nagy része. Foraminiferák alapján a nori-rhaeti határ 190 m-nél vonható meg (Fülöp 1975, Véghné Neubrandt 1982, Haas 1995). A kőzet Lofer-ciklusokat mutat. A szubtidális C tagok jellemzően vastagpadosak és bennük a Megalodontacea kagylók igen gyakoriak (ilyen a legfelső triász réteg is a helyszínen), a szubtidális B tagok kisebb vastagságúak, jellemzően algaszőnyegesek, míg a szárazra kerülést jelző, szupratidális A tag gyakran vöröses, zöldes árnyalatú, autigén breccsás paleotalajként ismerhető fel (Fülöp 1975, Haas 1995, Pálfy et al. 2007b).

A triász-jura határt jelentő unkomformitás mentén se karsztosodás, se talajosodásra utaló nyomok nem figyelhetőek meg (Fülöp 1975, Haas 1995). A korábban teljes egészében sík, rétegpárhuzamosnak vélt felületről Haas (1995) mutatta ki Lofer-ciklusok vizsgálata alapján, hogy a határ különböző pontokon más és más ciklustagokat metsz el, így a rétegsort 1,5-2°-ban metsző felszínről lehet szó. Haas (1995) szerint ez már a platform kora-jurában bekövetkező tagolódásához és megfulladásához vezető szerkezetalakulás, azon belül is egy igen kisfokú kibillenés jele.

Az unkomformitás mellett a határhoz kapcsolódnak még a szembetűnő, vörös, crinoideás mikrittel kitöltött, félbevágott Megalodontacea héjak nyomai és a szintén vörös, rózsaszín mikrittel kitöltött neptuni telér rendszer (Fülöp 1975, Haas 1995, Mindszenty 1992, Lantos 2004, Győri 2014).

A határ felett kb. 10 m, világos vörös, tömött, rosszul rétegzett Pisznicei Mészkő tárul fel. A képződmény bázisa felett nagyjából 25-35 cm crinoideás wackestone szövetű mészkő található, majd ezt egy körülbelül 30-40 cm vastag, padként nem elkülöníthető onkoidos réteg követi, mely mikrobiálisan bekérgezett barachiopodákat, ammoniteszeket és csigákat szolgáltatott. Az ammoniteszek tanúsága szerint a réteg kora a középső-hettangi teteje és a késő-hettangi alja közé tehető. (Pálfy et al. 1998, Pálfy et al. 2007b, Haas et al. 2018).

A legalsó rétegből származó crinoideák az *Isocrinus* nemzetségbe tartoznak, ami 200 m-nél mélyebb, viszonylag nagy energiájú környezetre utal. Ezt alátámasztja a gazdag mikrofauna, elsősorban az ostracodák, melyek között nem fordul elő sekélytengeri környezetet jelző taxon (Fülöp 1975, Pálfy et al. 2007b). Az elsősorban az onkoidos rétegből gyűjtött brachiopodák tafonómiai bélyegei Dulai (1998) szerint azonban nyugodt, áramlásoktól mentes környezetre és lassú üledékképződésre utalnak.

Az egyik nézet szerint a platform, melyen a Dachsteini Mészkő ülepedett, a megfulladása előtt legalább ezen a területen szárazra kerülhetett a triász-jura határon. A szárazra kerülésnek köszönhetően a közben, a kora-jura során meginduló szerkezetmozgások hatására némileg kibillent platformot erózió érte. Ennek az eróziónak a nyomait később egy transzgressziós esemény eltüntette és a szubmarin erózió simává tette az egykori kőzetfelszínt. A kioldott Megalodontacea héjjak által hátrahagyott üregeket és az időközben még aktívabbá váló kora-jura extenzió hatására folyamatosan létrejövő neptuni teléreket már a középső-hettangiban újra meginduló, mélyebb körülmények között zajló üledékképződés üledéke töltötte ki. Ennek az eredménye a

Pisznicei Mészkő (Mindszenty 1992, Haas 1995, Lantos 2004, Győri 2014, Haas et al. 2018).

4.b) Tudománytörténet

A Kálvária-domb kutatása korán megindult. Fülöp (1954) több 18. és 19. századi forrást is említ, ezek közül Winkler (1883) emelkedik ki, aki ammoniteszek alapján megállapította a határ feletti rétegek kora-jura korát. Az első részletes munka Koch (1909) nevéhez fűződik, ami sokáig mérvadó volt.

Fülöp (1954) tovább pontosította az addigi eredményeket. Többek között felismerte, hogy a Dachsteini Mészkő többféle tagra osztható (egy évtizeddel a Lofer-ciklusok Fischer (1964) általi leírása előtt) és rámutatott a ma Dachsteini és Pisznicei Mészkőnek nevezett egységek közötti kérdéses hosszúságú hiátusra. Ez a munka jelentette megalapozását a 20 évvel későbbi még nagyobb és még részletesebb ún. ″Tata monográfiának″ (Fülöp 1975). A monográfia az egyes képződmények nagyon sűrű vékonycsiszolatos vizsgálatát is bemutatja. A munkámban tárgyalt, 10 m vastagságban feltáródó, általa a ″világosvörös mészkő (felsőhettangi – szinemuri) alsó tagozatának″ nevezett képződményből a rétegzésre merőlegesen, 5 cm-es közzel készültek vékonycsiszolatok.

Véghné Neubrandt (1982) igazolta a Dachsteini Mészkő Megalodontacea-inak rhaeti korát. Mindszenty (1992) pedig az itteni képződmények diagenezistörténetével foglalkozott, eredményeit később Győri (2014) egészítette ki.

Haas (1995) közölte a feltárás pontos, újraértékelt rétegsorát és Lofer-ciklusok segítségével kimutatta, hogy az unkomformitás nem csak hiátus, hanem egyben enyhe szögdiszkordancia is. Az ezidőtájt zajló bánya rekultivációs munkához kapcsolódnak Pálfy és szerzőtársai (1998), valamint Dulai (1998) eredményei. Előbbi ammoniteszek segítségével igazolta az addig is létező sejtést (Szabó 1961, Géczy *in* Fülöp 1975), mely szerint az üledékképződés már a középső-hettangiban újraindult a Kálvára-domb területén, míg utóbbi főleg az onkoidos rétegből gyűjtött brachiopodákat. Magyarországon eddig egyedülálló módon, ammoniteszekkel igazoltan hettangi korú brachiopodákat sikerült kinyernie, valamint kiemelte, hogy az előkerült kevés példány, de diverz fauna már a triász-jura határon bekövetkező ökológiai krízis utáni talpra állás nyoma lehet. Ugyanekkor Szente (1998) a jórészt korábban gyűjtött kagylóanyagot dolgozta fel.

Lantos (2004) a neptuni teléreket vizsgálta, míg Haas és szerzőtársai (2018) a legfrissebb eredmények tükrében nyújtottak rövid összefoglalót a feltárás geológiájáról.

4.c) A triász-jura határ kijelölése

A triász-jura határ kijelölése a Kálvária-dombon meglehetősen egyszerű, az ugyanis egybeesik az éles, szembeötlő litológiai váltással. A nehezebb kérdés az lehet, hogy mennyi idő hiányzik a határ által reprezenált üledékhézag mentén.

Tatán a Dachsteini Mészkő rhaeti korát már korán felismerték (pl. Winkler 1883). Később a rheti kort erősítette meg Fülöp (1975) monográfiája és Véghné Neubrandt (1982) Megalodontacea-kon alapuló vizsgálata is. Ennél pontosabb koradattal sajnos azonban nem rendelkezünk az egykori bányaudvarban feltáródó triászt illetően. Fülöp (1975) szerint a T-5 sz. fúrásban Oraveczné Scheffer vizsgálatai alapján nem fordul elő kora-rhaetinél fiatalabb korra utaló foraminifera.

Az éles határ felett Pisznicei Mészkő található. Ez elsősorban ammoniteszek segítségével korolható. Szabó (1961) a középső- és a késő-hettangi meglétét valószínűsítette. Géczy Fülöp (1975) monográfiájában az alsó 10 méteres szakaszról korábban előkerült példányok alapján a késő-hettangi kort igazolta, a középső-hettangi meglétében azonban nem volt biztos, ezért réteg szerinti gyűjtést szorgalmazott. Pálfy és szerzőtársai (1998) a határ felett kb. 25-30 cm-el elhelyezkedő, 30-40 cm vastag, már említett onkoidos rétegből olyan ammoniteszeket határoztak meg, melyek együttes előfordulása a Megastoma Zóna felső és a Marmorea Zóna alsó részét jellemzi. A standard északnyugat-európai skálával való korreláció ugyan nem egyértelmű, de valószínűleg az intervallum korban a középső-hettangi felső részétől a késő-hettangi alsó részéig terjedhet (Pálfy et al. 1998, Pálfy et al. 2007b).

Ezek alapján a Kálvária-dombon a rhaetiből kérdéses vastagságú és időtartamú szakasz hiányzik. A hettangi esetében azonban ennél több információval rendelkezünk. Annyi bizonyos, hogy legalább az alsó-hettangi hiányzik és hogy a középső-hettangi vége környékéről már őrződött meg üledék. Fülöp (1975) a monográfiájában kb. 5 millió évet becsült a hiátus hosszára (feltéve, hogy a rhaeti felső fele és az alsó-, középső-hettangi hiányzik), ő azonban még nem tudhatta, hogy a legidősebb jura üledékek valószínűleg középső-hettangi korúak és még olyan megbízható korskálára sem támaszkodhatott, ami napjainkban rendelkezésre áll.

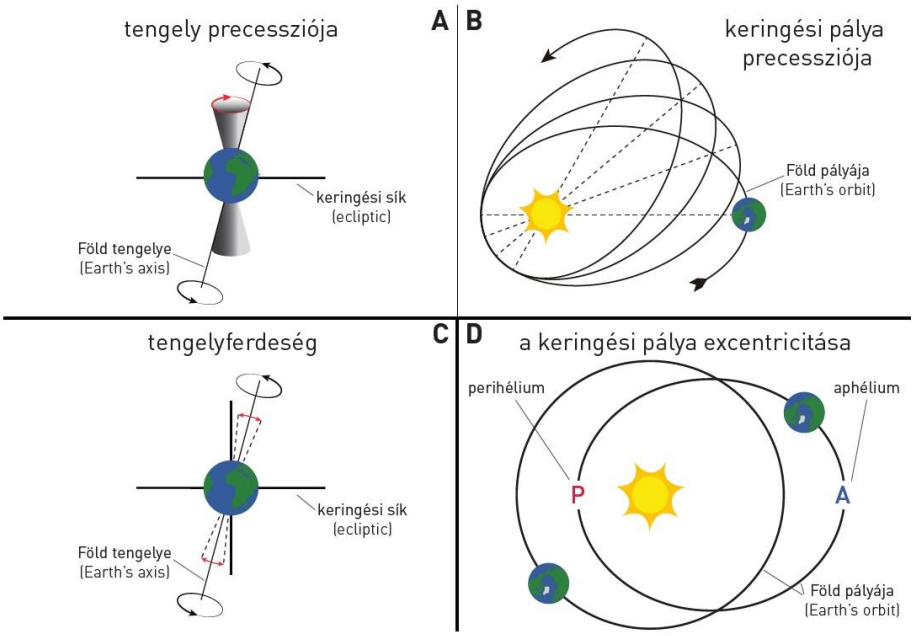
5) A Milanković-ciklusok és vizsgálatuk

5.a) A Milanković-ciklusok

Már a XIX. században tudták, hogy a Föld csillagászati paramétereinek változásai a klímában is változáshoz vezetnek, melynek nyoma megőrződhet a geológiai rekordban is. A legelső ilyen témájú cikk Gilbert (1895) nevéhez fűződik, aki először kapcsolta a ritmikus mészkő-márga váltakozásokat asztronómiai eredethez. Köppen és Wegener (1924) már csillagászati számítások segítségével keresett összefüggést a besugárzási minimum és a késő-kvarter alpi eljegesedések között. Az ő eredményeiket is felhasználta Milanković az 1941-ben megjelent korszakalkotó cikkében, melyben ezt a kapcsolatot már kvantitatívan is sikerült bizonyítania. Az elmélet azonban kezdetben nem vált széles körben elfogadottá. Ennek legfőbb oka az volt, hogy Milanković számításai néhol hibásak voltak, ezért nem egyezett a glaciálisok során lerakódott üledékek ő általa javasolt és radiometrikusan meghatározott kora. Ennek ellenére több kutató is felhasználta a csillagászati okokra visszavezethető klímaváltozások elvét alpi mezozós ciklikus rétegsorok vizsgálata során (Schwarzacher 1947 és 1954, Fischer 1964). Az igazi áttörést a mélytengeri DSDP fúrások hozták meg, melyek folytonos és a vizsgálatok számára ideális mintát szolgáltattak. Hays és szerzőtársai (1976) késő-kvarter mélytengeri üledékekből származó foraminiferák vázán mért oxigénizotóp-arányok segítségével ki tudták mutatni az addigra már korrigált Milanković-ciklusokat, ezzel meggyőzően bizonyították a módszer használhatóságát. A következőkben Imbrie és Imbrie (1979), valamint Imbrie és szerzőtársai (1984) bebizonyították, hogy a Milanković-ciklusok jele megvan minden mai óceán üledékében, valamint a kvarternál idősebb, hat millió éves képződményekből is sikerült kimutatniuk a ciklusokat. Ezek után a Milanković-ciklusok végérvényesen elfogadottá váltak. E művek másik vívmánya az volt, hogy elkészítették a besugárzási görbét 780 ezer évig visszamenőleg, ami a később részletezett, ún. célgörbék (*target curve*) elődjének tekinthető (Weedon 2005, Hinnov 2013). Azóta mind a Milanković-ciklusok, mind pedig a célgörbék ismerete rohamos fejlődésen ment keresztül az őket hasznosító, egyre elterjedtebb ciklussztratigráfiai vizsgálatoknak köszönhetően. Ma már jelük nem csak kainozós, hanem mezozós, sőt paleozós rétegsorokban is kimutatható (Hinnov és Hilgen 2012, Hinnov 2013).

A Milanković-ciklusok alatt a Föld pályaelem-paramétereinek ciklikusan bekövetkező változását értjük. A Föld pályaelemei: a Föld keringési pályájának

lapultsága (excentricitása), a Föld forgási tengelyének ferdesége, valamint egy összetett mutató, a precesszió (8. ábra) (Hinnov és Hilgen 2012). A pályaelemek minden időpillanatban számszerűsíthetőek, így kapjuk meg a pályaelem-paramétereket. A pályaelem-paraméterek azonban nem stabilak, a földtörténet során időről-időre folyamatosan, kvázi-periodikusan változnak az egyes Naprendszerbeli testek gravitációs kölcsönhatásának köszönhetően (Imbire és Imbrie 1979).



8. ábra A Föld pályaelemei.
Felső sor: a precesszió két komponense, a forgástengely precesszáló, ˝búgócsigaszerű˝ mozgásához kapcsolódó komponens (A) és a földpálya nagytengelyének rotálásához, valamint így az ekliptika síkjának mozgásához kapcsolódó komponens (B).
Alsó sor: a tengelyferdeség (C) és a földpálya excentricitása (D).
Nyúlt, ellipszis alakú pálya esetén a pálya Naphoz legközelebb eső pontját perihéliumnak (P), a Naptól legtávolabb eső pontját pedig aphéliumnak (A) nevezzük (Bajnai 2015).

Ahogy több pályaelem, úgy több pályaelem-paraméter ciklus is létezik, melyek periódusa eltérő hosszúságú és relatív teljesítményük sem azonos. A Milanković-ciklusok alatt három ilyen ciklust értünk (Weedon 2005, Hinnov és Hilgen 2012).

Egy ellipszis (mint például a bolygók pályája) lapultsága, vagy más néven excentricitása, az adott ellipszis középpontja és egyik fókuszpontja közötti távolságnak, valamint az ellipszishez tartozó fél nagytengely hosszának hányadosaként adható meg. Ez a hányados a kör esetében nulla, míg egy parabola esetében egy. A Föld pályájának excentricitása kb. 0-0,07 között oszcillál (Laskar et al. 2004, Bajnai 2015).

A Milanković-ciklusokon belül két fő excentricitási ciklust különítünk el, melyek a hosszú és a rövid excentricitás. Létezik még egy, az ún. Milanković-tartományon (kb. 17-től 405 ezer évig terjedő periódusú ciklusok) kívül eső excentricitási ciklus is, mely nagyjából 2,26 millió éves periódussal bír, azonban ennek jelentősége jóval kisebb. A

hosszú excentricitás a Jupiter és a Vénusz gravitációs kölcsönhatásából adódik. Mivel a Jupiter tömege a többi bolygóéhoz, így a Vénuszéhoz képest is óriási, így ennek a ciklusnak a 405 ezer éves periódusa kvázi stabilnak tekinthető legalább az elmúlt 250 millió évben (Laskar et al. 2004, Hinnov és Hilgen 2012). Ezzel szemben a rövid excentricitás periódusa nem ugyanilyen stabil, de jó közelítéssel 100 ezer év körül mozog. A 100 ezer év azonban sokkal inkább több ciklus átlagának tekinthető, ugyanis igen nagy felbontás mellett észlelhető, hogy a rövid excentricitás valójában több, különböző relatív teljesítményű ciklusból áll. Ezek periódusideje ma: 131, 124, 99 és 95 ezer év, azonban ezek közül igazából csak a 124 és 95 ezer év periódusú ciklusok jelentősek. A triász-jura határon, 200 millió évvel ezelőtt az La2004 csillagászati modell szerint a két uralkodó ciklus periódusideje nagyjából szintén 124 és 95 ezer év lehetett (1. táblázat) (Laskar et al. 2004, Hinnov és Hilgen 2012).

A tengelyferdeség paramétere az ekliptika síkjára állított merőleges és a forgástengely által bezárt szög. A Föld esetében ennek értéke 22-24,5° között változik, a ciklusait a Hold Föld körüli keringése stabilizálja. A tengelyferdeség nagy felbontás mellett szintén több kisebb ciklusból adódik össze, melyek periódusideje 200-205 millió évvel ezelőtt eltérő hosszúságú volt mint ma (1. táblázat) (Laskar et al. 2004, Hinnov és Hilgen 2012, Bajnai 2015).

	napjainkban	a triász-jura határ idején
excentricitás	405	405
	131	
	124	124
	99	
	95	95
tengelyferdeség	55,04	42,68
	40,8	34,21
	40,11	
	39,45	33,3
	29,75	26,13
	28,83	25,375
precesszió	23,6	21,26
	23,08	
	22,33	20,2
	19,125	17,52
	16,44	15,25

1. táblázat A Milanković-ciklusok periódusideje napjainkban (bal oldali oszlop) és a triász-jura határ idején (jobb oldali oszlop). Zöld háttérrel a domináns, valós geológiai mintában is valószínűleg kimutatható ciklusok, fehérrel pedig a kevésbé domináns, csak minden zajtól mentes, tiszta jelben (ilyenek a különféle csillagászati modellek) kimutatható ciklusok. Piros háttérrel azok a mezők kerültek jelölésre, amely ciklusok periódusideje nem határozható meg, ugyanis a csillagászati modellek ilyen régre visszanyúlva kellőképp bizonytalanok, az egymáshoz túl közel eső periódusidejű ciklusok így pedig nem különíthetőek el egymástól. Az értékek ezer évben (kyr) értelmezendőek. Az itt szereplő periódusidőket Hinnov és Hilgen (2012) állította elő, a La2004 csillagászati modell alapján (Laskar et al. 2004).

A precesziós index az előbbieknél jóval összetettebb és bonyolultabb paraméter. A Föld forgástengelyének az ekliptikához viszonyított ″búgócsiga-szerű″, precesszáló mozgása ugyanúgy szerepet játszik benne, mint a Föld keringési pályájához tartozó nagytengely rotáló mozgása. Előbbi az északi sarkról nézve, az álló csillagokhoz képest óramutató járása szerint billeg körbe, míg utóbbi szintén az álló csillagokhoz képest óramutató járásával ellentétesen fordul körbe, minek következtében folyamatosan változik a Föld pályájának térbeli elhelyezkedése az álló csillagokhoz képest (Weedon 2005, Hinnov és Hilgen 2012, Bajnai 2015). Az így származtatható pályaelem-paraméter ciklusainak mai és a triász-jura idejére számolható periódusideje az 1. táblázatban látható (Laskar et al. 2004, Hinnov és Hilgen 2012).

A Milanković-ciklusok régmúltra történő kiszámítása a csillagászati egyenletek megoldása (*astronomical solution*) segítségével történik, így ismerjük periódusuk értékét a triász-jura határról is (Laskar et al. 2004, Laskar et al. 2011). Magyarul csillagászati modelleknek nevezzük őket (Bajnai 2015). Azért létezik belőlük többféle is, mert eltérő, hogy az egyes modellek milyen földtörténeti időtávlatban tekinthetőek jól megbízhatónak, valamint, hogy az egyes kutatók milyen és hány tényezőt vesznek figyelembe a Föld egykori mozgásának rekonstruálásához és ezeket milyen pontosan képesek megbecsülni. A jelenleg legprecízebbnek tekintett és legszélesebb körben használt modellek az La2004 és La2010 csillagászati modellek (ezek közül az La2004 használható jól a mezozoikumra) (Laskar et al. 2004, Laskar et al. 2011, Bajnai 2015), bár az utóbbi időben több egyéb modell is megjelent, mint pl. a ZB17a vagy a ZB18a modell (Zeebe 2017, Zeebe és Lourens 2019).

A paraméterek és így a ciklusok is a jelenlegi modellekkel maximum 50 Ma-ig rekonstruálhatóak teljes biztonsággal. Vagyis az utolsó 50 millió évre a csillagászati modellek nagy megbízhatósággal és pontossággal tudják kiszámítani a Milanković-ciklusokat, míg ennél korábbra az eredmények kevésbé tekinthetőek pontosnak, nagyobb a hiba lehetősége. Továbbá, míg 50 Ma-nél fiatalabb rétegsor esetén lehetőség van az ún. csillagászati kalibrációra (*astronomical tuning*) és így csak a ciklusok segítségével számszerű kor kapható, addig 50 Ma-nél idősebb rétegsorok esetén csak ún. lebegő korskálát (*floating timescale*) tudunk létrehozni, amelyet aztán egy független módszer segítségével meghatározott számszerű korú pontnál fogva kell rögzítenünk. A csillagászati kalibráció módszere során egy célgörbét (*target curve*) választunk, mely lehet valamelyik csillagászati modell, vagy ma már egyre gyakrabban a közelmúltra szintén pontosan kiszámítható besugárzási görbe. A rétegsorból kinyert jelet a

célgörbéhez hasonlítjuk. Ma már sokféle statisztikai módszer áll rendelkezésre, melyek képesek megállapítani a legjobb egyezést a célgörbével, vagy a megfelelő szintű egyezés hiányában el tudják vetni a Milanković-ciklusok meglétének lehetőségét a jelben. A célgörbe ismert korú pontjainak segítségével a vizsgált jel pontjaihoz is számszerű kor kapcsolható. Mivel a dolgozatban vizsgált rétegsorok 50 Ma-nél idősebbek, ezért a csillagászati kalibrációt tovább nem ismertetem. Az ilyen, idős adatsorok esetében ugyanis csak lebegő korskála hozható létre a ciklusok segítségével, ami azt jelenti, hogy csak az egyes pontok közötti időkülönbséget ismerjük, azonban számszerű kor adatot nem kapunk. Amennyiben viszont egy pont kora egy független módszer (pl. radiometrikus korolás) segítségével megállapítható, úgy az ismert időkülönbségeknek köszönhetően minden pont kora kiszámítható, azaz a lebegő korskála lehorgonyozásra került (Weedon 2005, Hinnov 2013).

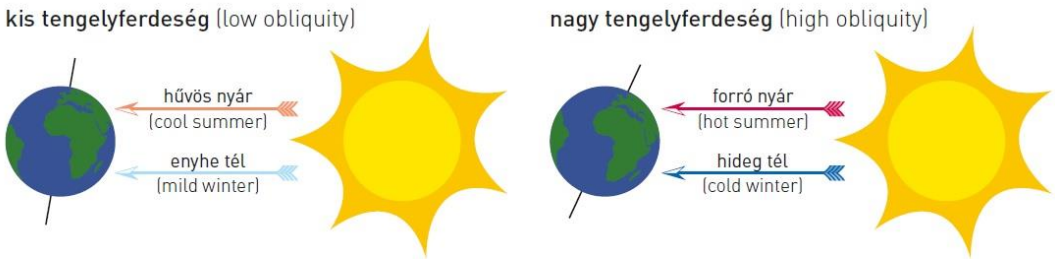
A csillagászati modellek pontosítása folyamatosan zajlik, ehhez viszont minél több, 50 Ma-nél idősebb ciklusos rétegsoron végzett vizsgálat szükséges. Az 50 millió éves határ áttörését jelenleg sok tényező hátráltatja. Ilyen a bolygók forgása következtében bekövetkező kilapulás és dinamikus alakváltoztatás, a sarki jégsapkák megjelenése és elolvadása, illetve ezek bizonytalan ismerete a régmúltra nézve, az árapály jelenség és nem utolsó sorban a Naprendszer kaotikus viselkedése (Laskar et al. 2004, Laskar et al. 2011, Hinnov és Hilgen 2012, Hinnov 2013). Míg a Naprendszer külső bolygóinak pályái nagyjából stabilak, addig a belső bolygók pályájában bekövetkezhetnek kisebb, viszonylag hirtelen, váratlan módosulások. A Földet is érintő utolsó ilyen pályamódosulás, valamikor 50-100 Ma között (pontosan nem ismert időben) következett be és mivel ennek hatásai sem ismertek pontosan, a stabil hosszú excentricitást kivéve nem tudjuk teljes biztonsággal a Föld pályaelemeit 50 Ma előtti időkre kiszámítani. Az eredmények hibával terheltek (Laskar et al. 2011, Hinnov 2013).

Ez ugyanakkor nem jelenti azt, hogy 50 Ma-nél idősebb rétegsor esetében nem vizsgálhatóak a Milanković-ciklusok, csupán azt, hogy egyedül a Milanković-ciklusok segítségével nem mondható számszerű kor, valamint az eredmények ellenőrzésénél, azoknak a várt értékekkel való összehasonlításakor a csillagászati modellek bizonytalanságát figyelembe kell venni. Például, ha a ma 34,21 ezer éves periódusidejű ciklus helyett a vizsgált jel egy 32 ezer év periódusú ciklust mutat, ez a ciklus is valószínűsíthető tengelyferdeségi ciklusként, hiszen a csillagászati modellek alapján számolt periódusidők bizonytalanok ilyen időtávban.

5.b) A Milanković-ciklusok hatása az éghajlatra

A Föld pályaelem-paramétereinek Milanković-ciklusok szerinti változása befolyásolja a Föld atmoszférájának tetejét elérő, a Napból származó besugárzás mennyiségét és eloszlását, ami az éghajlatra is hatással van (Berger és Loutre 1991, Berger és Loutre 1994, Weedon 2005). Az éghajlat Milanković-ciklusokhoz kapcsolható kvázi-periodikus változásai az üledékben is megőrződhetnek, a klímaproxyk segítségével pedig a rétegsorokban felismerhetők a Milanković-ciklusok. Klímaproxy bármi lehet, amiből egy éghajlati tényező, pl. a hőmérséklet, a csapadék értékére és annak változásaira következtethetünk (Weedon 2005, Bajnai 2015). Az egyes klímaproxyk részletes bemutatása a 6.a) alfejezetben található.

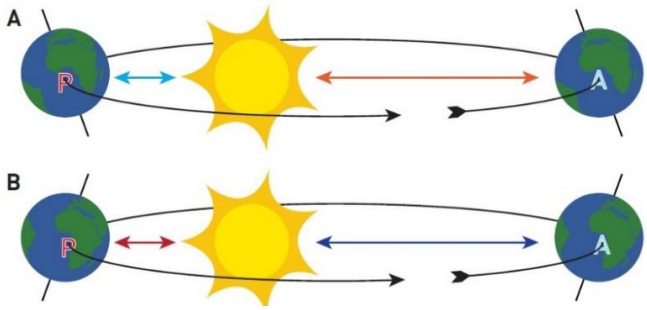
A pályaelemek változásainak klímára gyakorolt hatását nézve a tengelyferdeség szerepe érthető meg a legegyszerűbben. Mindkét féltekén annak nyarán a Napból érkező sugarak meredekebb szög alatt esnek be a Földre, mint ugyanakkor az ellentétes féltekén, ahol ekkor épp tél van. Minél nagyobb a tengelyferdeséghez kapcsolódó szög érték, annál nagyobb lesz a különbség az északi és déli féltekére érkező napsugarak beesési szöge között az adott évszakban. Ennek köszönhetően az egyes évszakok közötti különbségek is jobban kiélesednek (9. ábra) (Berger és Loutre 1994, Hinnov és Hilgen 2012, Bajnai 2015).



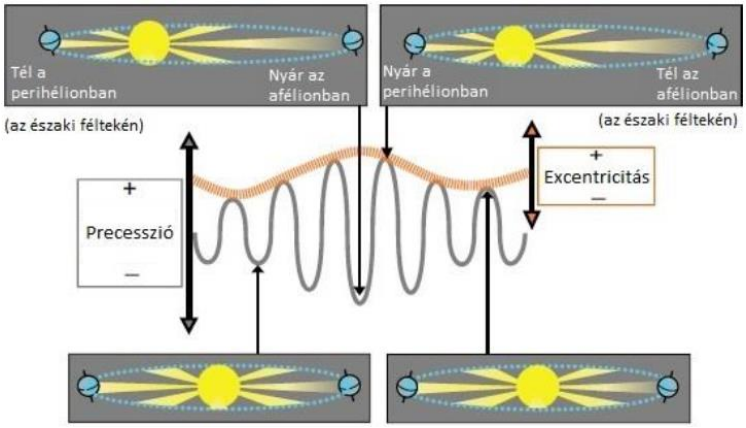
9. ábra A tengelyferdeség hatása a klímára (Bajnai 2015).

Az excentricitás és a precesszió ennél már bonyolultabban, összekapcsolódva hat a klímára. Mivel a Nap nem a Föld ellipszis alakú pályájának középpontjában, hanem az egyik gyújtópontjában helyezkedik el, ezért a Föld keringése során napközeli (perihélium) és naptávoli (aphélium) helyzetbe kerül (8. ábra). Mivel az ellipszis alakú pálya nyúltsága az excentricitástól függ, ezért az excentricitás befolyásolja a Nap-Föld távolság mértékét a Föld keringése során, így a peri- és aphélium idején is. A besugárzás erőssége a Nap-Föld távolságtól függ, azaz minél kisebb a távolság, annál erősebb a napsugárzás. A precesszió azt befolyásolja, hogy az adott féltekén melyik évszak következik be perihéliumban és aphélionban. Ez azért fontos, mert például, ha az északi

félteke nyara perihéliumban következik be, akkor a nyár melegebb, ″nyáriasabb″ lesz, míg ugyanekkor a déli félteke tele enyhébb, kevésbé ″télies″ lesz. Ugyanez történik megfordítva a naptávoli pozícióban is. Ha az északi féltekén a nyár napközelben következett be, akkor naptávolban tél lesz, míg a déli félgömbön nyár. Az északi féltekén a Nap távolsága miatt a tél hidegebb, ″téliesebb″ lesz, míg a déli félteke nyara hűvös, kevésbé ″nyárias″ (10. ábra). Pontosan fél precessziós ciklussal (ma kb. 11 ezer év) később az északi félteke tele fog bekövetkezni a perihéliumban és az északi félteke nyara az aphéliumban. A hatások ekkor a két félgömbre nézve pont megfordítódnak az előzőekben leírtakhoz képest. Minél nagyobb az excentricitás értéke, ezek a különbségek annál jobban kiéleződnek, annál nagyobb a precesszió hatásainak amplitúdója (11. ábra). A két paraméter együttes, klímára gyakorolt hatását nevezik szezonalitásnak is, hiszen tőlük függ, hogy a nyarak mennyire ″nyáriasak″, a telek pedig mennyire ″téliesek″, mennyire erős a kontraszt az egyes évszakok között (Berger és Loutre 1994, Weedon 2005, Hinnov és Hilgen 2012, Bajnai 2015, Martínez-Braceras et al. 2017).



10. ábra Az excentricitás és a precesszió együttesen befolyásolja a klímát. A precessziótól függ, hogy melyik féltekén milyen évszak lesz épp, mikor a Föld a peri- (P) vagy aphéliumba (A) ér, míg az ezekben a pontokban tapasztalható Nap-Föld távolságot az excentricitás határozza meg. A esetben az északi félteke tele a perihéliumban, nyara pedig az aphéliumban következik be. Ez enyhébb télhez és hűvösebb nyárhoz vezet. B esetben az északi félteke nyara a perihéliumban, tele az aphéliumban van. Ez forróbb nyarat és hidegebb telet eredményez (Bajnai 2015).



11. ábra Az excentrcitás és a precesszió összefüggése. A felső két ábra a 10. ábra által bemutatott kompozíciókat mutatja maximális excentricitás, vagyis a különbségek maximális erősítése mellett. Az alsó két ábrán ugyanezek a kompozíciók figyelhetőek meg minimális excentricitás idején, mikor a közel kör alakú pálya mentén nem tud sem peri-, sem aphélium helyzet kialakulni. Ekkor az évszakok nyárias és télies vonásainak sem erősítésre, sem pedig tompítására nem kerül sor (Martínez-Braceras et al. 2017 és Vallner 2018 alapján).

Összefoglalva az excentricitás a Föld-Nap távolságot és így a besugárzás mértékét befolyásolja, a tengelyferdeség a besugárzás beesési szögét, így annak szélesség szerinti eloszlását határozza meg, a precesszió pedig a Föld pályájához képest az évszakok időzítését irányítja (Hinnov 2013).

Ugyanakkor a Milanković-ciklusok vizsgálatakor fontos az is, hogy az adott rétegsor milyen szélességen ülepedett le, ugyanis az excentricitás, a tengelyferdeség és a precesszió dominanciája a szélesség függvényében változik. Míg az alacsony szélességek precesszió-domináltak, klímájukra a precesszió és az excentricitás sokkal nagyobb hatással bír, addig a magasabb szélességek inkább a tengelyferdeségi ciklus által domináltak, ennek a ciklusnak sokkal nagyobb a hatása az éghajlatukra (Berger és Loutre 1994, Weedon 2005, Hinnov és Hilgen 2012). Előfordulhat azonban, hogy az óceán és a légkör közvetítésével a tengelyferdeség dominanciája az alacsonyabb szélességek felé is lehúzódik (D'Argenio et al. 2004).

5.c) A ciklussztratigráfia története, fejlődése és jelentősége

A ciklussztratigráfia célja minden, a földtani rekordban megőrződő, természetes ciklus leírása és vizsgálata. Nem korlátozódik csupán a Milanković-ciklusok vizsgálatára, hanem foglalkozik például az árapály ciklusok vagy az El Niño jelenség rétegtani rekordjával is. A ciklussztratigráfia segítségével nyerhető koradatot, az egyes rétegtani szintek által képviselt idő hosszát az asztrokronológia hasznosítja (Fischer et al. 1990, Weedon 2005).

A szemmel láthatóan ciklikus üledékek mindig is érdekelték a kutatókat. Nyilvánvaló volt, amint sikerül megérteni a ciklusokat létrehozó folyamatokat, rögtön sokkal több információ válhat elérhetővé az őket létrehozó üledékes rendszerekről. A tudomány az 1950-1960-as évekre érte el azt a szintet, hogy megértette a komplex üledékes rendszerek működését és ezeket sikerült kellően pontosan modelleznie is. Nagyjából szintén erre az időre tehető a Milanković-ciklusok felismerése és egyre elfogadottabbá válása. A ciklusos, periodikus üledékek vizsgálata ekkortájt kapott igazán lendületet (Weedon 2005).

A ciklussztratigráfia azonban hosszú időre összekapcsolódott a szekvenciasztratigráfiával. Ebben közrejátszottak olyan fontos művek is, mint Vail és szerzőtársai (1977 és 1991), valamint Goldhammer és szerzőtársai (1990) tanulmányai. Nagyon leegyszerűsítve, a bevett módszer gyakran az volt, hogy a kutatók megszámolták,

adott rendű szekvenciából mennyi jut az általuk vizsgált vastagságú rétegsorra, majd ezzel a számmal leosztották a rétegsor által átfogott, ismert vagy becsült időtartamot. Ezzel megkapták, hogy egy-egy adott rendű szekvencia nagyjából mennyi időt reprezentálhat és az így kapott periódusidő alapján a legvalószínűbb ismert ciklusokhoz (általában a Milanković-ciklusok egyikéhez) párosították őket (Weedon 2005).

Ekkoriban jelent meg azonban Schwarzacher (1975) munkája is, aki lefektette a modern ciklussztratigráfia matematikai alapjait és a kutatók figyelmét igyekezett egy, a használt módszerből adódóan bizonytalanabb szemlélet felől egy jóval kvantitatívabb felé fordítani. A 2000-es évek elejére kialakuló modern ciklussztratigráfia fejlődésében fontos mérföldkő volt Einsele és szerzőtársai (1991) munkája is. Az igazi áttöréshez azonban elsősorban a geomatemetika és az informatika fejlődésére volt szükség. A 90-es évektől kezdődően számos, a ciklikus rétegsorokból nyert idősorok geomatematikai, statisztikai vizsgálatára hivatott módszer fejlődött párhuzamosan, egymástól sokszor függetlenül. Szintén fontos volt a módszerek fejlődése a geokémia területén is, melyekkel ma már pontos és nagy felbontású adatsorok is könnyen előállíthatóak. Ezek segítségével mára már szemmel látható ciklicitást nem mutató üledékekből is kinyerhetőek ciklusok. Óriási előrelépés volt továbbá a már korábban részletezett csillagászati modellek folyamatos fejlődése és a ciklusokat létrehozó, irányító természetes folyamatok egyre pontosabb megismerése is. Ezeknek köszönhetően ma, a modern ciklussztratigráfia először a periódikus változások meglétét azonosítja, majd ezeket frekvenciájuk és periódusuk segítségével statisztikai módszerekkel felelteti meg az ismert időtartamú ciklusoknak. Így abból, hogy az adott frekvenciájú ciklus periódusa a rétegsorban hányszor ismétlődik és ennek a ciklusnak mi a periódusideje, megállapítható a rétegsor által átfogott időtartam. Ez az asztrokronológia. Ebben az esetben a cél nem egy ismert időtartam segítségével a ciklusok létének bizonyítása, hanem az adott rétegsor által reprezentált időtartam ciklusok segítségével való meghatározása. Emellett a ciklussztratigráfia alkalmas lehet az üledékbehordás mértékének és változásainak meghatározására, vagy más módszerekkel nem észlelhető hiátusok kimutatására is (Weedon 2005, Hinnov és Hilgen 2012, Hinnov 2013). A vizsgálat menetét részletesen a következő fejezetben ismertetem.

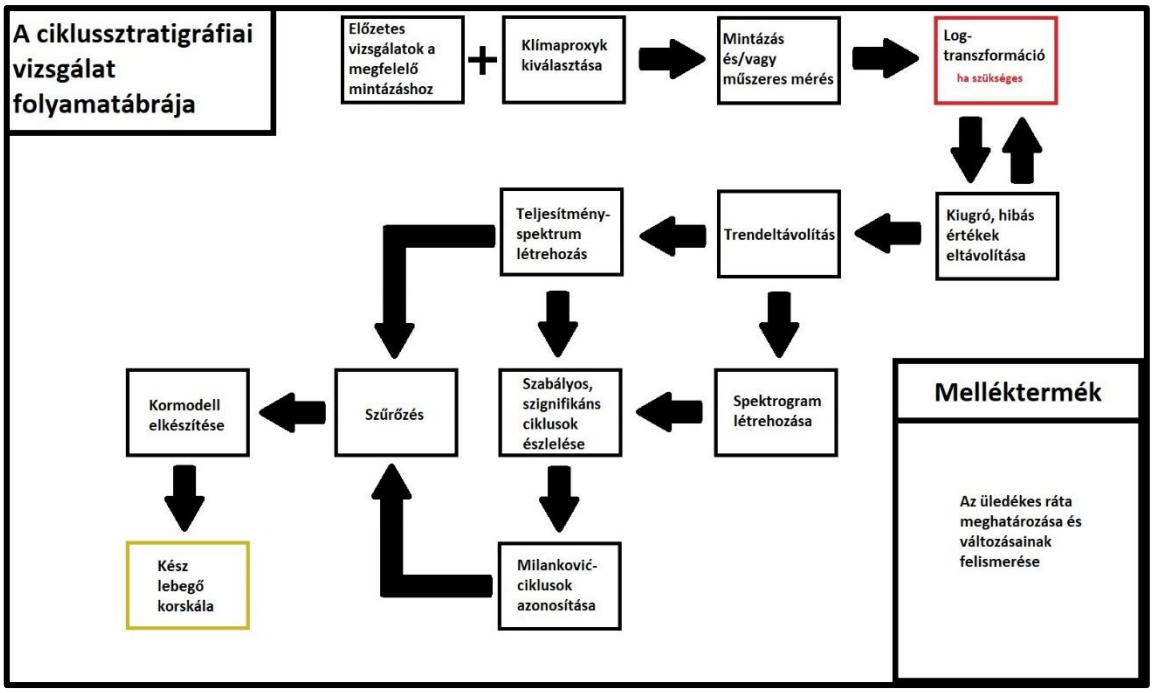
Mára a ciklussztratigráfia egyik kihívását jelenti az is, hogy a számítástechnika rohamos fejlődésének köszönhető számos algoritmus és program közül kiválogassa a célnak legjobban megfelelőket és legmegbízhatóbbakat, valamint bizonyítsa a modern, matematikai alapokon nyugvó módszerek reprodukálhatóságát és eredményeik hitelességét (Hinnov 2013, Sinnesael et al. 2019). Sinnesael és szerzőtársai (2019)

munkájukban ennek érdekében végeztek egy tesztet, melyben 24-en vettek részt. A teszt lényege az volt, hogy a szervezők geomatemaikai módszerekkel három olyan adatsort hoztak létre, melyekbe zajjal terhelt ciklusos jeleket kódoltak és emellett mindegyik adatsor egy sajátos, a természetben is előforduló problémát rejtett magában (pl. egy terepen nem észlelhető hiátust). A résztvevők ezeket az adatsorokat azt feltételezve kapták meg, hogy valódi, létező rétegsorokról van szó. A teszt meglepő eredményei szerint a megoldások átlaga minden esetben visszaadta az eredetileg kódolt jelet, valamint a kevésbé pontos megoldások hibája is elfogadható volt. Ez annak fényében különösen figyelemre méltó, hogy a szervezők szándékosan csak a lehető legkevesebb információt osztották meg a résztvevőkkel a ″virtuális rétegsorokról″, egy valódi ciklussztratigráfiai vizsgálat során sokkal több geológiai információ áll a rendelkezésre. A teszt kimutatta ezen kívül, hogy az eredmények pontossága nem függött számottevően a kutató tapasztaltságától, vagyis a ciklussztratigráfia gyorsan és hatékonyan tanulható. Az adott problémának megfelelő módszer alkalmazása esetén az egyes módszerek eredményei között sem volt számottevő különbség. Fény derült azonban arra is, hogy a kutatók pontos válaszaik ellenére sem voltak biztosak eredményeikben és rendre jócskán túlbecsülték saját hibájukat. Pont ezért a szerzők a jövőre nézve szorgalmazzák a ciklussztratigráfiai eredmények hibájának becslésére szolgáló módszer kidolgozását, valamint a reprodukálhatóság érdekében fontosnak tekintik egy-egy problémára egyetlen bevett módszer meghatározását és általánossá tételét.

Ez utóbbi cél érdekében hozták létre Li és szerzőtársai (2019a) az *Acycle* elnevezésű programot, melyet én is használtam a munkám során. A program minden problémára a tapasztalatok alapján legjobban és legmegbízhatóbban működő módszereket foglalja magába, emellett könnyen kezelhető és tanulható, valamint mindenki számára elérhető.

Az utóbbi évtizedek során tehát a ciklussztratigráfia önálló és megbízható módszerré fejlődött, mely egyre inkább elfogadottá vált és egyre szélesebb körben használják. Eredményei már eddig is rengeteg fontos új adattal szolgáltak és szolgálhatnak, de módszertana továbbra is folyamatosan fejlődik.

6) A ciklussztratigráfiai vizsgálat menete



12. ábra Az 50 Ma-nél idősebb képződmények ciklussztratigráfiai és asztrokronológiai vizsgálatának folyamatábrája.

6.a) Klímaproxyk

Mivel a Milanković-ciklusok az éghajlaton és annak periódikus változásán keresztül őrződnek meg a rétegsorokban, azonosításához klímaproxykat vizsgálunk. A klímaproxyk olyan változók, melyek az egykori éghajlat bizonyos tényezőire (pl. hőmérséklet, csapadék stb.) engednek közvetett módon következtetni (Weedon 2005, Hinnov és Hilgen 2012, Li et al. 2019b). Jól ismert, hogy a $\delta^{18}O$ értékéből az hőmérséklet rekonstruálható, de környezettől függően számos más olyan, az éghajlathoz kapcsolódó bonyolultabb folyamat is van, mely közvetve reagál a klíma változásaira és így a Milanković-ciklusokra. A szárazföldön ilyen például a szelek iránya és erőssége, a monszun intenzitása, az eljegesedés, a vegetáció eloszlása, a mállás módja és üteme, vagy éppen a lehordás módja és erőssége. A sekélytengeri, partközeli régiókra ható tényezők a klimatikusan meghatározott tengervízszint-változások és az általuk okozott ciklusok (transzgresszió, regresszió), a folyók általi behordás mértéke, vagy a karbonátplatformok produkciója. Nyílttengeri környezetben a mész- vagy kovavázú organizmusok produkciója, a karbonát behordás mértéke a szomszédos platformokról, a zagyárak intenzitása, a szél által befújt por mennyisége, a mélytengeri áramlások iránya és ereje, a karbonát kompenzációs szint mélységének változása, a fenék oxigén ellátottsága és így a

bioturbáció mértéke szintén mind-mind kapcsolatban áll a klímával (Hinnov és Hilgen 2012, Li et al. 2019b).

A vizsgált változó, vagy változók kiválasztásakor fontos szempont, hogy azok legyenek egyértelmű kapcsolatban a környezettel és annak állapotváltozásaival, valamint lehetőleg egy változó, egy klímaproxy, egyszerre csak egy környezeti állapotra reagáljon (Weedon 2005). Mivel ez a természetben ritkán teljesül maradéktalanul, emiatt a ciklusosság környezeti értelmezésekor adódhatnak nehézségek. További kívánalmak, hogy a proxyk a földtörténeti múltban is a maihoz hasonlóan viselkedjenek, valamint több frekvencia-tartományon át is tükrözzék a klíma változásait és nagy felbontással lehessen őket mintázni (Bradley 2011).

A klímaproxykat többféle nézőpont szerint lehet csoportosítani. Hinnov és Hilgen (2012) két fő csoportra osztották őket. A külső proxykat nem, vagy csak kis mértékben befolyásolja az üledékbehordás mértéke, míg a belső proxyk erősen függenek az üledékes ráta nagyságától. Ez a megkülönböztetés ciklussztratigráfiai szempontból azért hasznos, mert amennyiben a vizsgált rétegsorban az üledékes ráta erős változásai figyelhetőek meg, úgy a belső proxyk használhatatlanná válnak, de a külső proxyk segítségével marad esély a Milanković-ciklusok kimutatására. Amennyiben azonban két, különböző csoportba tartozó proxy ugyanazt az eredményt szolgáltatja, úgy gyaníthatjuk, hogy a rétegsorban nincsenek nagy mértékű változások az üledékbehordásban. A külső proxik közé a $\delta^{13}C$ és $\delta^{18}O$ adatsorokat, az agyagfrakció ásványos összetételét és a mikrofosszília közösségeket sorolták, míg a $CaCO_3$%, a Si és a szerves eredetű szén-tartalom, a mikrofosszíliák gyakorisága, az agyag, vagy por mennyisége, a litofáciesek, az üledék színe, valamint a szemcseméret alkotják belső proxykat.

Ezeken kívül számos további klímaproxyt használnak a ciklussztratigráfiában, mint a Fe-tartalom, mágneses szuszceptibilitás, egyéb ősmaradvány, akár nyomfosszília közösségek (Hinnov 2013, D'Argenio et al. 2004), rétegvastagság (Weedon 2005), fényesség, természetes gammasugárzás (D'Argenio et al. 2004), palinológiai adatok, diagenetikusan inert, elsősorban agyagokhoz kapcsolódó elemek, pl. K, Rb, vagy Ti, ritkaföldfémek, Mo-tartalom, Al/Ti arány, kalcium-karbonát tartalom szárazföldi eredetű elemre normálva, porozitás, permeabilitás, Sr, Mg, valamint redox-érzékeny elemek, pl. Mn (Westphal et al. 2010), titanomagnetit tartalom (Wu et al. 2013), szín reflektancia (Zeebe és Lourens 2019), U, Th, Th/U, Th/K és a nem karbonát frakció mennyisége (Li et al. 2019b). A felsoroltak közül több proxy is egy másikra utal vissza, pl. a természetes gamma jel utalhat a K-tartalomra, ami utal az agyagtartalomra, így az egyes proxyk között

átfedés tapasztalható. Részben ezért, részben pedig a végeredmény környezeti interpretációja miatt fontos, hogy a klímaproxy megválasztásakor tisztában legyünk azzal, hogy az adott proxy milyen környezeti folyamatra, vagy folyamatokra reagál (Li et al. 2019b).

A klímaproxyk időbeli változásait idősorokon keresztül vizsgálhatjuk. Az idősorok segítenek visszafejteni az éghajlat változásainak időbeliségét, valamint a változások mértékét és irányát, így pedig közvetve kimutathatóak segítségükkel a Milanković-ciklusok (Weedon 2005, Hinnov és Hilgen 2012).

6.b) Idősorok és a bemenő adatok tulajdonságai

Ciklussztratigráfiai vizsgálatok során idősorokkal (*time-series*) dolgozunk, azaz a minket érdeklő változókat, a klímaproxykat és azok változását az idő vagy a tér függvényében vizsgáljuk. Klasszikus értelemben idősornak csak az idő függvényében tanulmányozott változókat nevezhetnénk, de hagyományosan a ciklussztratigráfiában ez a térfüggő adatsorok elnevezésére is használatos. Az idősorban nem csak a mintapont saját értéke lényeges, hanem annak térbeli és/vagy időbeli függése is. Az idősorokat a ciklussztratigráfiában gyakran jelként emlegetik, sokszor azonban a ″jel″ szót csak az idősorok szabályos komponenseire használják. Az idősorok jellemzően szabályos komponensekből, irreguláris komponensekből és/vagy zajból állnak. A ciklussztratigráfia számára csupán a szabályos komponens fontos, minden más összetevő csak zavarja a vizsgálatokat (Weedon 2005).

Matematikai és geológiai értelemben is két fő jeltípust különíthetünk el az idősorokon belül a ciklussztratigráfia szempontjából. A folytonos jel (*continuous signal*) esetében a mért változó időben folyamatos, minden elképzelhető ponthoz tartozik matematikai funkció, azaz a változó az idő, vagy a tér (cm, m stb. érték) függvényében ábrázolható. Ilyen jelet szolgáltatnak pl. a különféle geokémiai mérések eredményei, ahol a mintavételi távolságot a mintázó személy határozza meg. A diszkrét jel (*discrete signal*) esetében a mért változó időben nem folytonos. Diszkrét jelet szolgáltat például az egymást követő rétegek vastagsága, ebben az esetben az egyik tengelyen a rétegek vastagsága, míg a másikon a rétegek száma ábrázolandó. A mintavételi távolságot ilyenkor az egyes rétegek vastagsága szabja meg, hiszen minden mintapont maga az adott réteg. Ebben az esetben nehéz elképzelni, hogy a mintavételi távolság minden mintapont között ugyanakkora, vagyis egyenközű legyen. A két jeltípus közötti matematikai

különbség a jelátvitel módjának kiválasztásánál válik fontossá, ugyanis az amplitúdó-modulált folytonos és az ezzel ellentétben frekvencia-modulált diszkrét jel elemzése különböző módszerek használatát követeli meg (Weedon 2005, Bajnai 2015).

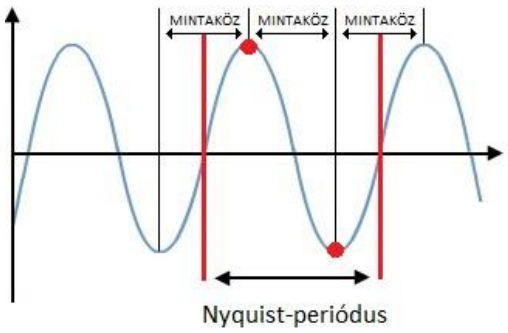
6.c) A mintavételezés

A mintavételezés során az első és legfontosabb szabály az, hogy amennyiben folytonos jelet szeretnénk előállítani (a diszkrét jel esetében úgysem mi határozzuk meg a mintaközt), lehetőleg törekedjünk arra, hogy minden szomszédos mintapont között a távolság, vagyis a mintaköz, ugyanakkora legyen. Ezt nevezzük egyenközű mintavételezésnek. Bár ma már nem egyenközű idősorok elemzésére is vannak megfelelő matematikai lehetőségek (pl. interpoláció, vagy Lomb-Scargle periodogram használata), mégis pontosabb és megbízhatóbb, mindemellett könnyebben előállítható eredménnyel szolgálnak az egyenközű idősorok (Weedon 2005, Li et al. 2019a).

A mintavételezés előtt a másik fontos tényező, melyet figyelembe kell venni, a Nyquist-frekvencia. A mintavételi távolságot ugyanis a legnagyobb frekvenciájú, az idősorból vélhetőleg kimutatható ciklus frekvenciájához kell igazítani. Ebben segít a Nyquist-frekvencia. Adott mintaköz mellett a Nyquist-frekvencia értéke felel meg az idősorból kimutatható legnagyobb frekvenciának, ami, mivel a periódus a frekvencia reciproka, egyben a kimutatható legrövidebb periódus (Nyquist-periódus) is. Mivel egy ciklus azonosításához hullámhosszonként minimum két mintapont szükséges (13. ábra), ezért a Nyquist-frekvencia (f_{Ny}) hullámhossza kétszerese a mintavételi távolságnak (Δd), vagyis a Nyquist-periódus (p_{Ny}) kétszer olyan hosszú lesz, mint az általunk választott mintaköz:

$$p_{Ny} = 2 \times \Delta d$$

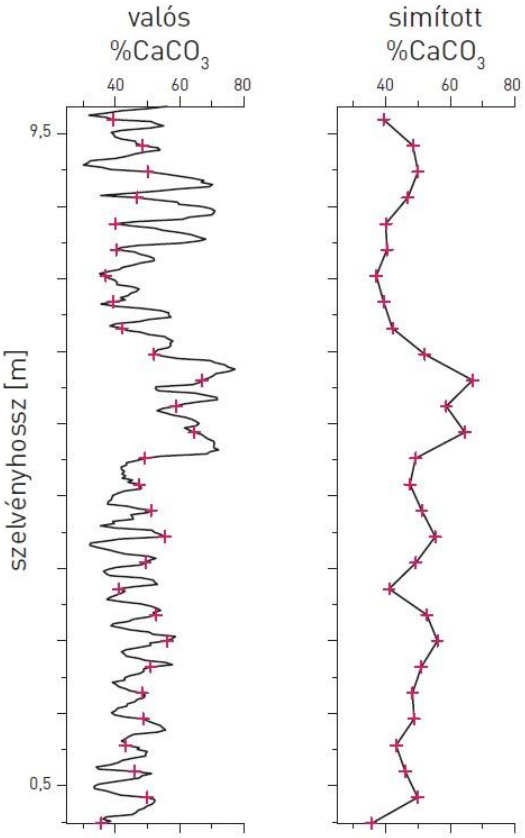
$$f_{Ny} = \frac{1}{2 \times \Delta d}$$



13. ábra A Nyquist-frekvencia az idősorból kimutatható legmagasabb frekvencia. Az ehhez a frekvenciához tartozó, az idősorból kimutatható legkisebb periódus a Nyquist-periódus. Mivel egy ciklus kimutatásához hullámhosszonként legalább két mintapontra van szükség (piros pontok), így a Nyquist-periódus hossza a mintaköz hosszának duplája.

A gyakorlatban a mintegy 20 ezer éves periódusidejű precesszió kimutatásához például a mintaköznek nagyjából 10 ezer évet kell átfognia. Mivel a Milanković-ciklusok periódusideje a földtörténet során változik, figyelembe kell venni a mintázni kívánt rétegsor korát és az annak megfelelő precessziós ciklus hosszát. Mivel a rétegsor néhány 10 ezer éves pontosságú időbeli felbontását éppen a ciklussztratigráfiával szeretnénk elérni, gyakori probléma, hogy nehéz előre megmondani, mekkora vastagság képviselhet ~10 ezer évet a vizsgált képződményben. Ilyenkor független adatok, mint pl. rendelkezésre álló radiometrikus korok, szekvenciasztratigráfia, egyéb rétegtani módszerek segítségével próbáljuk megbecsülni az ideális mintaközt, a lehető leginkább törekszünk közelíteni azt (Weedon 2005, Sinnesael et al. 2019).

A Nyquist-frekvencia által megszabottnál nagyobb mintavételi közök esetében a legnagyobb frekvenciájú ciklus, azaz Milanković-ciklusok esetében a precesszió, kimutathatatlanná válik. Ugyanakkor, ha pontosan a Nyquist-frekvencia által megszabott mintaközt használjuk, vagyis periódusonként csak két mintapontot rögzítünk, az a jelen ugyanúgy nem kívánt simítást (*aliasing*) okozhat (14. ábra), ami szintén a legnagyobb frekvenciájú ciklus kimutathatatlanságához vezet. Ennek megelőzése érdekében tehát fontos, hogy a Nyquist-frekvencia által meghatározott mintaköznél sűrűbben mintázzunk (Priestley 1981, Weedon 2005).



14. ábra A túl ritka mintázás simító hatása a jelre (aliasing). Amennyiben túl nagy mintaközt választunk, úgy a nagyobb frekvenciájú változások eltűnnek, a jel kisimul (Bajnai 2015).

A nem kívánt simítás, az *aliasing* elkerülése más okból is fontos. Ez a jelenség nem csak a legnagyobb frekvenciájú ciklusok kimutatását gátolja meg, hanem a kisebb frekvenciájú ciklusokat is befolyásolhatja, a későbbi vizsgálatok során megnehezítheti azok felismerését és azonosítását. A teljesítményspektrumok csúcsainak az x tengelyhez viszonyított pozíciója elcsúszhat és a csúcsok magassága is megváltozhat. Előbbi a ciklusokhoz tartozó valódi frekvenciaérték leolvasását zavarja meg, míg utóbbi azért jelenthet problémát, mert befolyásolja a csúcsok magasságát és ezáltal a helyzetüket a konfidenciaszintekhez képest (Weedon 2005).

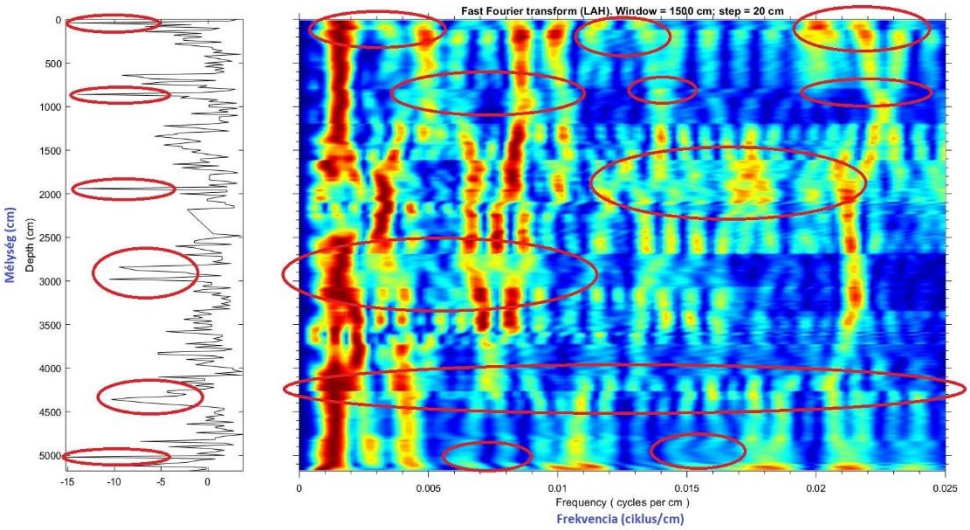
Az ilyen, nem kívánatos simítás gyakran előforduló jelenség a ciklussztratigráfiai vizsgálatok során, mivel nehéz annak *a priori* meghatározása, hogy mekkora távolság képviseli a 10 ezer évnyi, vagy annál rövidebb időtartamot. Bár a kimutathatatlanná vált ciklusok utólag nem nyerhetőek vissza a simított jelből, arra van mód, hogy a simítás kisebb frekvenciákra gyakorolt negatív hatását minimalizáljuk. Ezt teszi például a bioturbáció is. A bioturbáló szervezetek a még konszolidálatlan üledékben átlagolják a proxyk értékeit a bioturbáció mélységével arányos mértékben. Ez a jelenség szintén simításhoz vezet, a nagyobb frekvenciák szintén eltűnhetnek ennek a hatására a jelből,

azonban az átlagolásnak köszönhetően a kisebb frekvenciákat ez a fajta simítás nem befolyásolja. Tehát szerencsére a bioturbáció átlagoló hatása az esetek nagy részében képes minimalizálni az *aliasing* hatását, ún. *anti-aliasing* szűrőként funkcionál. Amennyiben szükséges, a bioturbációhoz hasonló hatás kétféle módon, mesterségesen is előidézhető. Az egyik az ún. csatorna mintázás (*channel sampling*). Ebben az esetben a mintapontok olyan nagyobb szakaszokat képviselnek, melyeken keresztül átlagoljuk a vizsgált proxy értékét, vagyis az egyes mintapontok átlagok lesznek a vizsgált rétegsoron át. Például a tatai Kálvári-domb esetében csatorna mintázásról beszélhetünk, hiszen a rétegzésre merőlegesen készített vékonycsiszolatok és az ezekben leszámolt ősmaradványok száma nem egy ponthoz köthető, hanem egy, a csiszolat hosszával megegyező szakasz átlagértékei. A másik lehetőség az adatelemző programokban erre az esetre kifejlesztett matematikai módszerek használata (Weedon 2005).

Mintavételezéskor nem csak a legnagyobb, hanem a legkisebb kimutatni kívánt frekvencia is különös figyelmet érdemel. Egy ciklusnak a jelben legalább négyszer, de inkább hatszor ismétlődnie kell, hogy biztosan és pontosan ki lehessen azt mutatni. Ezek alapján, mivel a hosszú excentricitás periódusideje a földtörténet során stabilan 400-405 ezer év, legalább 1,6, de inkább 2,5 millió évet felölelő rétegsorokat érdemes vizsgálni (Weedon 2005).

6.d) Az idősor előkészítése az adatelemzésre

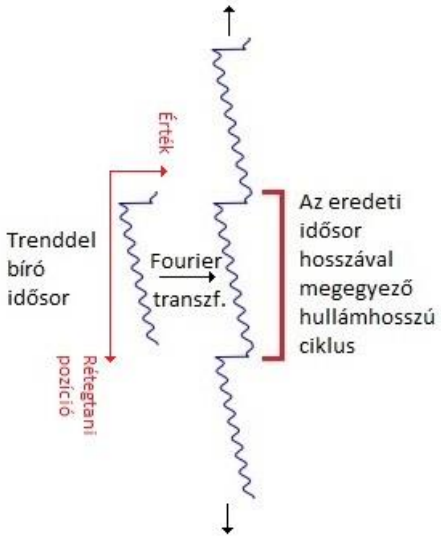
Az idősor előkészítése a jel-zaj arány növelését szolgálja. Legelőször a kiugró értékeket kell eltávolítani, ugyanis ezek az egység impulzus hatásán keresztül erősen megnövelhetik a később előállított spektrumok zajosságát, sőt, gyakran bizonyos szakaszokon értelmezhetetlenné is tehetik azokat (15. ábra). A kiugró értékek eltávolítása persze szubjektív. Fontos a nagyon zavaró vagy a mérési hibából adódóan téves értékek kiszűrése, azonban ha meggondolatlanul túl sok értéket távolítunk el a vizsgált idősorból, az egy idő után károsan befolyásolja az eredményt, mert a ciklusok egyre kevésbé válnak észlelhetővé, vagy el is tűnhetnek. Érdemes először a kiugró, hibásnak vélt értékekkel együtt is elvégezni a vizsgálatot és megfigyelni, melyek vannak a legrosszabb hatással az eredményre (Weedon 2005).



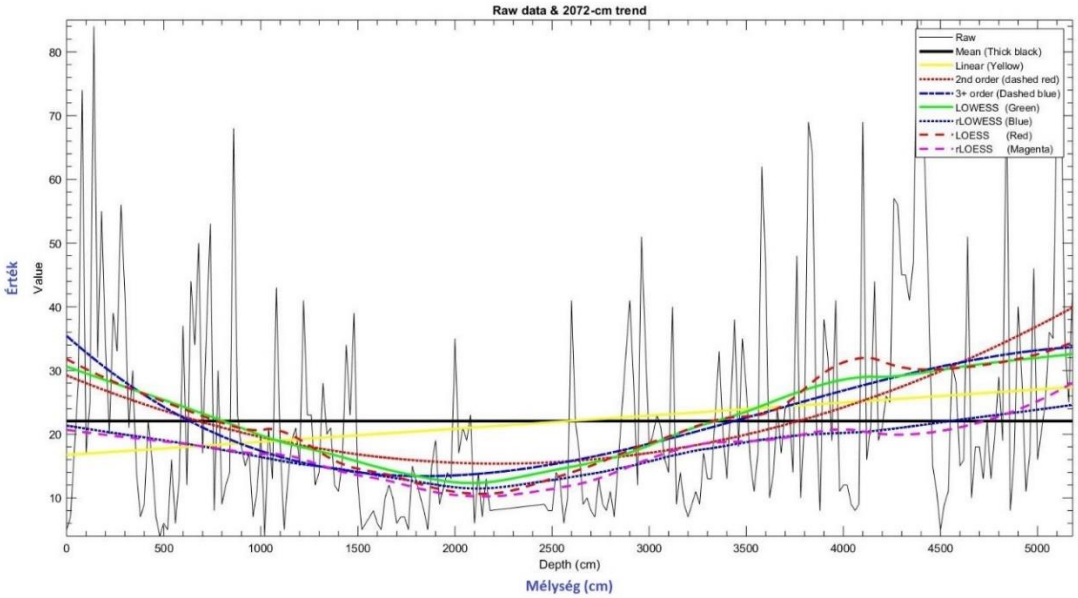
15. ábra Az el nem távolított kiugró értékek (pirossal bekarikázva a bal oldali ábrán) zavaró hatása a csővári Ca adatsor spektrogramján. A jobb oldali ábra pirossal bekarikázott részein, jól megfigyelhető, hogy az eredetileg kvázi függőlegesen futó, vörös és sárga színnel kirajzolódó periodicitások lefutása hol elmosódik, hol megtörik, néhol pedig legyengül, vagy horizontális ellépés tapasztalható.

Szintén a zaj csökkentését szolgálja a trendeltávolítás (*detrending*) eljárása is. Az adatelemzés későbbi lépései, a Fourier-transzformáció során a teljes adatsor mind a két irányba végtelenítve lesz, vagyis az idősorunk a végtelenségig fog önmagával ismétlődni (16. ábra). Ilyen esetben könnyen megérthető, hogy amennyiben a jel eleve tartalmazott magában egy hosszútávú (pl. csökkenő, vagy növekvő, rosszabb esetben ennél komplexebb) trendet, úgy ez a trend az eredményben az idősor hosszával megegyező periódusú ciklusként fog megjelenni. Ez a hamis ciklus zavaró az eredmények értelmezése során, elsősorban a kis frekvenciákat érinti, de kisebb-nagyobb hatással lehet az összes többi periodicitásra is (Weedon 2005, Li et al. 2019a).

A trendeltávolítás célja egy nagyjából 0 körül oszcilláló idősor létrehozása. Ez nem csak a fenti okból, de a jelben szereplő periodicitások amplitúdója szempontjából is fontos. Erre szintén több matematikai módszer áll rendelkezésünkre az adatelemző programokban. Egyszerűbb trendek (pl. folyamatos növekvő vagy csökkenő trend) esetén elég lehet lineáris regresszió számítása is és ennek kivonása az idősorból, ám gyakran ennél bonyolultabb eljárásokra is szükség van. Az összetett, pl. hol növekvő, hol csökkenő trendek eltávolításához többszörös lineáris regresszió, polinomiális regresszió, illetve Lowess- és Loess-simítás, valamint ezek robosztus változatai is használhatóak (17. ábra). Fontos azonban, hogy Lowess- és Loess-simítás során ügyeljünk arra, hogy a jel szabályos komponensét képező trendeket ne távolítsuk el, hiszen így a kis frekvenciájú ciklusok is áldozatul eshetnek (Weedon 2005, Li et al. 2019a).



16. ábra A bal oldali, trenddel rendelkező idősor a Fourier-transzformáció során végtelenítésre kerül. Ez az így létrejött új jelben egy az eredeti idősor hosszával megegyező hullámhosszú ciklus kialakulását eredményezi.



17. ábra A különböző módszerekkel létrehozható felismert trendek a csővári Si idősoron (vastag fekete – átlag, sárga – lineáris regresszió, pontozott vörös – másodrendű polinomiális regresszió, szaggatott kék – harmadrendű polinomiális regresszió, zöld – Lowess-simítás, pontozott kék – robosztus Lowess-simítás, szaggatott vörös – Loess-simítás, szaggatott rózsaszín – robosztus Loess-simítás). A legmegfelelőbb eltávolítandó trend kiválasztása után az adott trend pontról pontra kivonásra kerül az adatsorból, így egy 0 körül oszcilláló idősor jön létre.

Az interpolációt szintén az adatelőkészítés során, a kiugró értékek kiszűrése után, de még a trendeltávolítás előtt kell elvégezni. A lineáris interpoláció a mintapontokat egyenes vonalakkal köti össze, és az így létrejött a görbét egyenközűleg újramintázza, úgy, hogy az új mintapontok közötti mintaköz az általunk meghatározott érték lesz (Weedon 2005). Ez az új mintaköz viszont ideális esetben nem nagyon térhetne el az eredeti mintaköztől, nem egységes eredeti mintaközök esetén azok átlagát célszerű új

mintaközként megadni (Weedon 2005, Li et al. 2019a). Az interpolációra egyrészt azért van szükség, mert a vizsgálat későbbi lépései során a legtöbb módszer teljesen egyenközű mintázást követel meg. Belátható, hogy amennyiben egy mintapontot a kiugró értéke miatt eltávolítunk az idősorból, úgy az az idősor már nem tudna megfelelni ennek a kritériumnak. Ugyanez a helyzet, ha különböző okokból a mintázás nem teljesen egyenközűleg valósult meg, hanem néhány mintaköz hossza eltér a többitől, vagy a rétegsor kisebb szakaszait szintén különböző okokból ki kellett hagyni a mintázásból. A másik ok az, hogy a valóságban a minták szigorúan szabályos mintaközönként vétele gyakorlatilag megvalósíthatatlan. Ebben közrejátszhat a távolságmérés hibája, a rétegsor felszíni egyenetlensége, valamint geológiai minták esetében eleve ritka a tökéletesen pontszerű minta (Weddon 2005, Bajnai 2015).

Ha az idősorunk tartalmaz szakaszokat, ahonnan elve nem volt mintapontunk, vagy az adatelőkészítés során eltávolítottuk őket és az adatsorban nagy értékbeli változások tapasztalhatóak, akkor célravezetőbb lehet a lineáris interpoláció helyett súlyozott ablakos interpolációt (*weighted-window interpolation*) végezni. Ilyenkor ugyanis a hiányzó értékek melletti szomszédos értékek nagyobb súllyal számítanak az interpolált érték előállításakor (Weedon 2005).

Az előzőleg ismertetett három módszer mind kötelezően végrehajtandó a ciklussztratigráfiai vizsgálatok során, ám van még egy igen gyakori eljárás, a log-transzformáció, amelyet nem kell minden esetben elvégezni. A trendeltávolítás során az adatsor átlaga stabilizálódik, stacionáriussá válik, azonban bizonyos idősorok megkövetelhetik a variancia stabilizálását is. Erre például akkor lehet szükség, ha a jelben hosszútávú amplitúdó csökkenés vagy növekedés jelenik meg. A log-transzformáció ezt a problémát oldja fel. Az eljárás során a mintapontok értékeit azok tízes alapú logaritmusával helyettesítjük. Ehhez fontos, hogy ne legyen 0 vagy negatív értékű mintapontunk. Ha mégis rendelkezünk ilyennel, akkor 0 érték esetén az összes mintapont értékéhez hozzá kell adnunk 1-et, negatív értékek esetén pedig a legnegatívabb érték abszolút értékénél eggyel nagyobb számot kell hozzáadnunk minden mintaponthoz (Weedon 2005, Li et al. 2019a). A log-transzformáció az esetlegesen nem normál eloszlással bíró adatsorok esetében is elérheti a normál eloszlás közelítését, ami szintén előnyös a további vizsgálatok szempontjából (Li et al. 2019a).

A log-transzformációt, amennyiben szükség van rá, legelső lépésként kell elvégezni az idősor előkészítése során, esetleg követheti a kiugró értékek eltávolítását, de fontos, hogy a transzformáció után újra ellenőrizzük, nem keletkeztek-e újabb kiugró

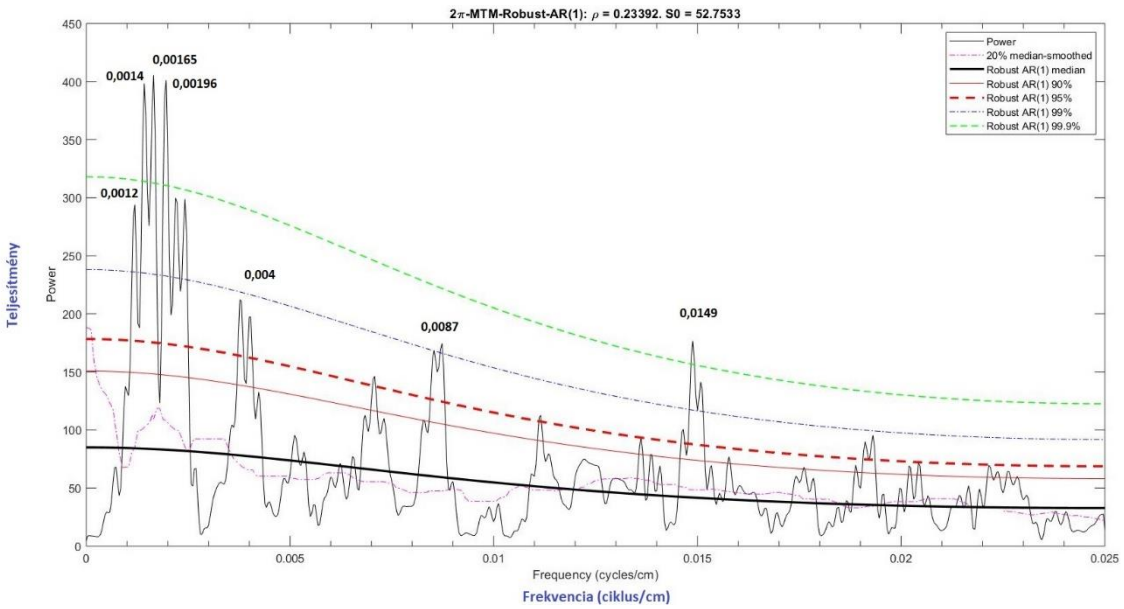
értékek (Li et al. 2019a). Tapasztalatom szerint nehéz előre meghatározni, hogy szükség van-e log-transzformációra, ha pedig feleslegesen végezzük el a műveletet, az jelentősen ronthatja az eredményeinket (pl. a nagyobb frekvenciájú, vagy gyengébb csúcsok eltűnhetnek a spektrumokról). A legjobb, ha az idősor vizsgálatát nagy vonalakban elvégezzük log-transzformációval és anélkül is, így pedig könnyebben eldönthető, hogy melyik adatsor szolgálhat a későbbiekben jobb eredménnyel.

6.e) Fourier-transzformáció és a teljesítményspektrum előállítása

Az egyes ciklusok felismeréséhez az idősort fel kell bontanunk különböző hullámokra. Ebben segít a Fourier-transzformáció. A Fourier-transzformáció azon az elven alapul, hogy minden idősor előállítható megfelelő amplitúdójú és hullámhosszú szinusz és koszinusz hullámok összegéből. A matematikai művelet eredménye megmutatja, hogy az adott frekvencián milyen teljesítményű szinuszoid hullámok vannak jelen az idősorunkban. Egy adott frekvenciához mindig tartozik egy szinusz és egy koszinusz hullám, melyek átlagos amplitúdó értékeinek négyzetétösszegét nevezzük az adott frekvencia teljesítményének (Weedon 2005, Bajnai 2015).

A diszkrét Fourier-transzformáció, vagy röviden DFT (*Discrete Fourier Transform*) a Fourier-transzformáció egy olyan fajtája, mely egyenközű, folytonos jelű idősorokra ideális. A DFT azonban igen nagy számításigényű, így a sokkal gyorsabb és hatékonyabb, ún. gyors Fourier-transzformáció, vagy FFT (*Fast Fourier Transform*) nevű változata jóval elterjedtebb. Mivel a legtöbb ciklussztratigráfiai bemenő adatsor egyenközű és folytonos jelű, ezért általában a vizsgálatokhoz ezeken az eljárásokon alapuló módszereket alkalmaznak (Press et al. 1992, Weedon 2005, Bajnai 2015).

Ugyanakkor az FFT-hez szükséges, hogy az adatsornak kettő egész számú hatványával megegyező darabszámú (pl. 256, 512, 1024 stb.) pontja legyen. Amennyiben szükség van rá, ennek elérése érdekében az idősor mindkét végét kipótolhatjuk megfelelő mennyiségű 0 értékű mintaponttal (Weedon 2005). Ezt nevezzük *zero-padding*-nek. A *zero-padding* azért is hasznos eljárás, mert a teljesítményspektrum felbontása a mintaszámtól függ, így a mintaszám virtuális megnövelésével a teljesítményspektrum felbontása is javítható (Bloomfield 1976, Weedon 2005).



18. ábra A csővári Si adatsor 2π-MTM teljesítményspektruma. A vízszintes tengelyen a frekvencia (ciklus/cm), a függőleges tengelyen pedig a teljesítmény látható. A szignifikáns, a háttérzajból kiemelkedő csúcsok felett a csúcsokhoz tartozó frekvenciaérték szerepel. A teljesítményspektrumon megfigyelhető a vörös zaj, mely a kisebb frekvenciák tartományában jóval erősebb, így itt a konfidenciaszintek is magasabb pozícióban vannak. A vörös zaj modellezése és így a konfidenciaszintek előállítása az elsőfokú autoregressziós modell robosztus változatával készült.

A Fourier-transzformáció grafikusan is ábrázolható eredményét a teljesítményspektrum (*power spectrum*) mutatja meg (18. ábra), ahol a teljesítmény eloszlását a frekvencia függvényében ábrázoljuk. Az x tengelyen a frekvencia értékei 0-tól a Nyquist-frekvenciáig terjednek. Az eredeti idősor tehát a teljesítményspektrumon ábrázolt frekvenciájú és teljesítményű hullámokra bontható fel. Minél nagyobb az adott frekvenciához tartozó teljesítmény, az azzal a frekvenciával bíró ciklus annál inkább vesz részt az eredeti jel alakjának kialakításában, vagyis annál fontosabb és szignifikánsabb része annak. Ennek megfelelően amelyik frekvenciánál a teljesítményspektrumon a nagy teljesítményérték miatt kiemelkedő csúcsot látunk (18. ábra), az a frekvencia egy, a jelben rejlő fontos periodicitást jelent. A geológiai minták esetében a Fourier-transzformáció nagyságrendileg 100-1000 hullámra bontja fel az eredeti jelet, ami a teljesítményspektrum felbontása miatt azt eredményezi, hogy nem lesz olyan frekvencia, amelyre ne jutna teljesítmény. A későbbiekben emiatt jelentős lesz, hogy mely frekvenciákhoz társul magas teljesítmény-csúcs, vagyis melyik frekvenciák tekinthetőek szignifikánsnak és fontosnak. (Weedon 2005).

A teljesítményspektrum görbéje diszkrét pontokból és ezeket összekötő vonalakból áll. A szomszédos pontok közti frekvenciakülönbséget, vagyis a teljesítményspektrum frekvencia-felbontását a Rayleigh-frekvencia (Δf) írja le:

$$\Delta f = \frac{1}{(N \times \Delta d)}$$

N a mintaszámot, míg Δd a mintaközt jelöli. A Rayleigh-frekvencia értéke teljesítményspektrumonként állandó. A legkisebb frekvenciakülönbség tehát, ami mentén két teljesítmény csúcsot el lehet különíteni, vagy a Rayleigh-frekvenciával megegyező, vagy ennél nagyobb érték. Ez a jelenség a vörös zaj miatt (lásd a 6.f) alfejezetben) elsősorban a kis frekvenciájú csúcsok értelmezését nehezíti meg (Weedon 2005, Bajnai 2015).

A fenti módon létrehozott teljesítményspektrumoknak azonban van egy lényeges hibája, a spektrális szivárgás (*spectral leakage*) jelensége. Ez azt jelenti, hogy a teljesítményspektrumok csúcsairól bizonyos mennyiségű teljesítmény elszivárog és más frekvenciáknál jelenik meg. A teljesítmény-vesztés elsősorban a kis frekvenciákat érinti, míg a nem kívánt teljesítmény általában a nagy frekvenciáknál jelenik meg. Ennek magyarázata szintén a vörös zaj tulajdonságaiban rejlik. A szivárgás oka arra vezethető vissza, hogy a vizsgált idősorok véges kiterjedésűek és hirtelen végződnek el (Weedon 2005).

Ezt a problémát az ablakolás (*tapering*) módszerével lehet megoldani. Ennek során az eredeti jelet különböző súlyfüggvényekkel szorozzuk be, majd az így létrejött új jelen végezzük el a Fourier-transzformációt. A leggyakrabban használt súlyfüggvény a jelet középen 1-gyel, a két végén pedig 0-val szorozza meg, így az elvégződés folyamatossá válik. Az eljárás hátulütője, hogy adatvesztéssel és így simítással, valamint a felbontás csökkenésével jár együtt (Weedon 2005).

A legjobb kompromisszumos megoldást a hiba minimalizálására, de az eredeti jel és felbontás lehető legjobb megőrzésére az úgy nevezett *multitaper* módszer, vagy rövidítve MTM (*Multi-taper Method*) adja (Thomson 1982, Mann és Lees 1996, Weedon 2005). Az eljárás során az eredeti jelet három különböző ortogonális függvénnyel szorozzuk be, majd mindegyiken külön-külön elvégezzük a diszkrét Fourier-transzformációt, illetve gyakrabban annak gyors Fourier-transzformáció változatát. Az így létrehozott három teljesítményspektrum értékeinek átlagaiból áll elő a 2π-MTM teljesítményspektrum, vagyis a *multitaper* módszer teljesítményspektruma. A ″π″ a használt súlyfüggvények számát takarja. A súlyfüggvények számának kétszerese, vagyis a ″2π″ a szabadságfok. Minél nagyobb ennek értéke, vagyis minél több súlyfüggvényt használunk, a 2π-MTM teljesítményspektrum felbontása annál jobban leromlik (Thomson 1982, 1990, Percival és Walden 1993, Mann és Lees 1996, Weedon 2005).

A teljesítményspektrumok előállítására több további módszer is létezik, mint például a Walsh, vagy a Blackman-Turkey módszer (Weedon 2005), ám ezek ismertetésétől itt két okból eltekintek. Egyrészt a ciklussztratigráfiában a legjobban elismert és leginkább széles körben, így általam is használt módszer a *multitaper* módszer, másrészt a többi módszer is hasonló elvek alapján, hasonló módon működik, viszont valamilyen más problémára specializálva fejlesztették ki azokat, vagy még az előtt hozták őket létre, hogy a *multitaper* módszer elterjedt volna.

6.f) A hattérzaj és a konfidenciaszintek

A háttérzaj megállapítása a ciklussztratigráfiában azért fontos, hogy meg tudjuk ítélni, a teljesítményspektrum mely csúcsai emelkednek ki abból, vagyis mely csúcsok szignifikánsak, tartozhatnak tényleges, szabályos periodicitáshoz. A ciklussztratigráfia során a zaj két tényezőből tevődik össze (Weedon 2005).

Az ún. fehér zaj (*white noise*) a mérési hibából adódik. Minden mérési pont nagyjából ugyanakkora hibával terhelt, így a fehér zajból adódó teljesítmény minden frekvencián nagyjából azonos teljesítménnyel jelenik meg. A nevét is onnan kapta, hogy a fehér fényben minden frekvencia azonos teljesítménnyel bír. Tulajdonságából adódóan ez a zaj kevésbé zavaró, hiszen hiába növeli meg a zajhoz tartozó csúcsok teljesítményét és így magasságát, arányosan ugyanannyival megnöveli a szignifikáns, kiugró csúcsok magasságát is, így azok még mindig könnyen elkülöníthetőek lesznek (Weedon 2005, Bajnai 2015).

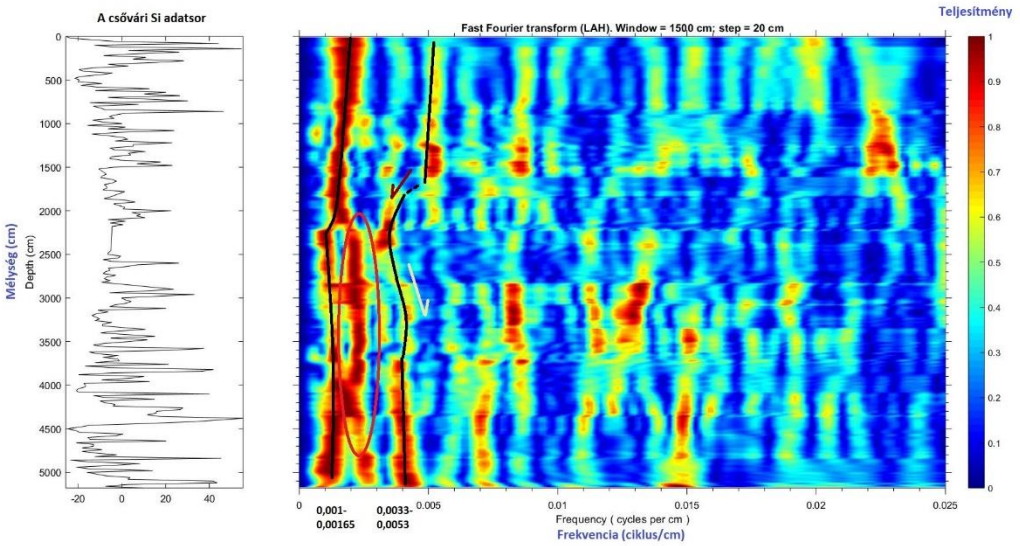
Sokkal nagyobb problémát okoz az ún. vörös zaj (*red noise*), mely amúgy is nagyságrendekkel nagyobb mértékben van jelen a ciklussztratigráfiai idősorokban. Ezt a zajt a Föld pályaelemei által hajtott éghajlati tényezők okozzák. A légkör vagy az óceánok természetes módon, tehetetlenségükből adódóan késve reagálnak a pályaelemek változására. Ennek következtében a vizsgált idősor adott értéke nem független az előtte lévőktől. Tulajdonságaiból fakadóan a vörös zaj sokkal erősebb a kis frekvenciák tartományában és ereje a magasabb frekvenciák felé radikálisan csökken (18. ábra). Nevét is onnan kapta, hogy a vörös fényben a kis frekvenciák az uralkodóak (Weedon 2005, Bajnai 2015). A vörös zaj egy idősor esetében a legjobban egy elsőfokú autoregressziós modellel írható le a tapasztalatok szerint (Mann & Lees 1996, Meyers 2012), ám ma már egyre gyakrabban ennek robosztus változatát használják (Weedon 2005, Li et al. 2019a).

A ciklussztratigráfiában, bár vannak rá módszerek (pl. előfehérítés - *pre-whitening*), hagyományosan nem távolítjuk el a háttérzajt. Ehelyett a zaj a teljesítményspektrumokon konfidenciaszintek segítségével kerül kifejezésre. Az ez alatt a szint alatt maradó csúcsok nagy valószínűséggel a hattérzajhoz tartoznak, míg az ezt átlépő csúcsok valószínűleg szabályos periodicitásokat (pl. Milanković-ciklusokat) képviselnek. Konvencionálisan a teljesítményspektrumokon egy 90, egy 95, egy 99 és egy 99,9%-os konfidenciaszint kerül ábrázolásra (18. ábra). Amelyik csúcs átlépi például a 90%-os konfidenciaszintet, az 10%-nál kisebb valószínűséggel tartozik a háttérzajhoz, míg amelyik csúcs a konfidenciaszint alatt marad, az több mint 90% valószínűséggel csupán a háttérzaj része (Weedon 2005, Bajnai 2015, Li et al. 2019a).

Bár a konfidenciaszintek általában jól működnek, a természetben gyakran előfordul eltérés az ideális esettől. A periodicitások teljesítményét sok minden befolyásolhatja, például a zaj, a spektrális szivárgás, a nem megfelelő proxy és sok korábban ismertetett jelenség, de adott földtörténeti korban, adott környezetben természetesen is megőrződhet gyenge jellel egy ciklus. Emiatt előfordulhat, hogy egy keresett periodicitás nem lépi át a konfidenciaszinteket, vagy egy háttérzajból származó csúcs akár több konfidenciaszint fölé is emelkedik (Weedon 2005). Ilyen esetben segíthet az F-teszt. Ez az eljárás konstans fázissal rendelkező, kvázi szabályos ciklicitásokat keres és megmutatja, hogy a teljesítményspektrum csúcsai közül melyek rendelkeznek ilyen tulajdonságokkal. Azonban az F-teszt eredménye sem alkalmas a kérdés egyértelmű eldöntésére, a csúcsok értelmezése során a vizsgálatot végző személy bizonyos szabadságot élvez és kell is, hogy élvezzen (Thomson 1982, Lees és Park 1995, Weedon 2005). Gyakori módszer ezen kívül, hogy az idősort két vagy több, át nem fedő részre vágják szét és mindegyikre elkészítik a teljesítményspektrumot. Amennyiben a szignifikánsnak vélt csúcs mindegyik teljesítményspektrumon felbukkan, nagyjából ugyanott (hisz pozíciója a felbontás és a rétegsor menti üledékes ráta változása miatt változhat), úgy a csúcs valós ciklust reprezentál. Azonban, ha az adott csúcs csak egy teljesítményspektrumon jelenik meg, úgy megnő annak a valószínűsége, hogy csak a háttérzajhoz tartozó csúcsról van szó. Hasonló megfontolásból érdemes egy-egy rétegsor vizsgálatát több klímaproxyra is kiterjeszteni és ezek eredményeinek összehasonlítása az előbbiekkel megegyező módon erősítheti, vagy gyengítheti a feltételezéseinket (Weedon 2005).

6.g) A spektrogram

Míg a teljesítményspektrum átlagolt képet mutat, addig a teljesítményspektrum időbeli változását a spektrogram (*evolutionary spectra*) (19. ábra) segítségével tudjuk megfigyelni. A spektrogram függőleges tengelyén legtöbbször a rétegtani szint, ritkábban a relatív idő szerepel, míg a vízszintes tengelye megegyezik az ugyanabból az adatsorból készített teljesítményspektruméval, vagyis frekvencia értékeket mutat. A színek változása a teljesítményspektrum függőleges tengelyének, vagyis a teljesítménynek felel meg (Weedon 2005). A leggyakrabban használt színskála esetében a kék szín alacsony, a zöld és a sárga egyre erősödő közepes, a vörös pedig magas teljesítményt jelent.



19. ábra A spektrogram a jel ablakszélesség által meghatározott szakaszaira készült teljesítményspektrumokból áll össze. Bal oldalt a csővári Si adatsor látható a kiugró értékek és a trend eltávolítása, valamint interpoláció után. Jobb oldalt az ebből készült spektrogramon két szignifikáns periodicitás vélhető lefutását feketével jelöltem. Jól látható, hogy a két sáv nem teljesen függőleges, lefutása során hajladozik. A két sáv alatt feketével az általuk átfogott frekvenciaértékek tartománya látható. Vörössel bekarikáztam egy interferencia jelenséget, mikor a két sáv túl közel került egymáshoz és ezért kettejük között is megjelent egy új, hamis sáv. A sötétbarna nyíl az üledékes ráta növekedését, míg a világosbarna nyíl az üledékes ráta csökkenését jelöli.

A spektrogram sok egymás utáni, az idősor más és más szakaszaira elvégzett FFT-vel hozható létre, az idősort tehát sok, különböző ablakban vizsgáljuk meg. Az ablakok szélessége azt jelöli, hogy milyen hosszú szakaszt vizsgálunk az idősorból egy-egy ablakban, az ablakok lépésköze pedig azt határozza meg, hogy az egymást követő ablakok középpontjai között mekkora távolság lesz. Mivel az egyes ablakok hossza nagyobb a lépésköznél, ezért az ablakok átfednek egymással. A lépésköz és ablakhossz méretét a vizsgálatot végző kutatónak kell megállapítania, ugyanis az minden egyes idősor és vizsgálat esetében eltérő, az adott feladatra jellemzően testre szabható. Széles ablakok esetén nagy felbontású képet kapunk az idősor egy nagy részéről, viszont a spektrogram

elkészítésének eredeti célja, hogy a jel kisebb szakaszairól kapjunk információt. Ehhez szűk ablakok kellenek, ami viszont a felbontás romlásával is jár (Weedon 2005, Bajnai 2015). Emellett túl széles ablakok esetén a magas frekvenciákhoz tartozó periodicitások válhatnak láthatatlanná, míg túl kicsi ablakhossz esetén a kis frekvenciák tűnhetnek el a spektrogramról, tehát optimálisan minden szempontot figyelembe vevő, kompromisszumos döntést kell hozni. A lépésköz mértékét a mai ciklussztratigráfiai programok automatikusan jórészt helyesen határozzák meg (ez általában a mintavételi távolsággal egyenlő), azonban az ablakhossz esetében egy tapasztalati úton létrejött szabályt kell követni: meg kell néznünk, hogy a teljesítményspektrum szignifikáns csúcsai közül melyik rendelkezik a legkisebb frekvencia értékkel. Ennek a frekvencia értéknek a reciproka lesz az adott ciklus periódusa, ablakhossznak pedig ennek a periódusnak a másfélszeresét érdemes beállítani. Például amennyiben a 0,001 ciklus/cm frekvencia a legkisebb szignifikáns frekvencia, úgy ennek a periódusa 1000 cm, az ideális ablakhossz pedig így 1500 cm. Az ezen a módon elkészített spektrogram tekintetében az ablakszélesség még tovább módosítható. Például, ha a spektrogram bal széléhez nagyon közel látható egy nagy teljesítménnyel bíró periodicitás, az eredmény érdekében az ablakszélesség kis mértékben tovább növelhető (Li et al. 2019a).

A spektrogramon az egyes frekvenciához tartozó sávok nem lesznek teljesen egyenesek, függőlegesek. Ez egyrészt a mérési hibáknak, kiugró értékeknek stb., egyszóval a zajnak, valamint az üledékes ráta változásainak köszönhető. Amennyiben a sáv a rétegtani szint tekintetében felfelé haladva a kisebb frekvenciák irányába mozdul el, az az üledékes ráta növekedését jelenti a vonatkozó szakaszon, amennyiben azonban a magasabb frekvenciák felé mozdul, az az üledékes ráta csökkenésére utal (19. ábra) (Weedon 2005, Bajnai 2015).

A teljesítményspektrum által szignifikánsnak vélt periodicitások a spektrogramon is ellenőrizhetőek. Amennyiben a periodicitás tényleg egy valós ciklushoz tartozik, úgy az idősor egész hosszán, vagy legalábbis hosszú szakaszain keresztül meg kell jelennie a spektrogramon is. Ennek értelmezése azonban tapasztalatot igényel a vizsgálótól, hiszen a spektrogram egyes szakaszain eltűnhet a keresett jel a zaj, vagy egyéb matematikai problémák miatt (pl. túl sok interpolációval adatpótolt mintapont egy szakaszon belül). Illetve, ha egy gyenge periodicitás túl közel kerül (pl. az üledékes ráta változása miatt) egy nálánál erősebbhez, interferencia léphet fel. Az interferencia abban nyilvánul meg, hogy erősségével fordított arányban mind a két sáv elmozdul egymás irányába az adott szakaszon, vagy rosszabb esetben a két sáv közé eső frekvenciánál is megjelenik egy sáv.

Attól függően, hogy ez az új zaj-sáv mennyire lesz erős, a két eredeti, valós sáv teljesítményt veszít, vagyis gyengül (19. ábra) (Weedon 2005).

6.h) A Milanković-ciklusok azonosítása

A vizsgálat során felismert periodicitások Milanković-ciklusoknak való megfeleltetésére több módszer létezik. Ezek közül a legegyszerűbb az ún. aránymódszer. Az eljárás során meghatározzuk a felismert periodicitásokhoz tartozó frekvenciákat, majd ezeknek a reciprokát véve megkapjuk a periódusukat is. A periódusok arányát ezután megpróbáljuk a Milanković-ciklusok periódusidőinek arányaihoz hasonlítani. Kitüntetett jelentőségű a 20:5:2:1 arány, ahol az 1 a precesszió periódusidejét (~ 20 ezer év) jelöli. Ennek kétszerese (~ 40 ezer év) a tengelyferdeség, ötszöröse (~ 100 ezer év) a rövid excentricitás, húszszorosa (~ 400 ezer év) pedig a hosszú excentricitás periódusidejének felel meg (Weedon 2005, Bajnai 2015). Fontos azonban, hogy a keresett arányokat a vizsgált rétegsor korának tekintetében módosítsuk. Például a triász-jura határon a tengelyferdeség periódusideje nem 40, hanem 34 ezer év, ami nem kétszerese a precesszió 20 ezer évének, hanem csak 1,7-szerese. Ugyanígy, pontosan 100 ezer éves ciklus nincs, csak 95 és 124 ezer éves, melyek a 20 ezernek 4,7 és 6,25-szörösei (Hinnov és Hilgen 2012). Szintén fontos, hogy az üledékes ráta változásának függvényében a periodicitások átvándorolhatnak más frekvenciára, így amennyiben a spektrogram lehetőséget nyújt rá, vizsgáljuk meg, hogy a periodicitások végig megtartják-e ezt az arányt (Weedon 2005).

Nyilván idővel a ciklusztratigráfia fejlődése során felmerült egy kvantitatívabb azonosítási mód létrehozásának igénye, amit az ASM (*Average Spectral Misfit*) módszer valósít meg (Meyers és Sageman 2007). Mivel az általam használt *Acycle* program nem tartalmazza ezt a módszert, hanem helyette egy ezen alapuló, illetve ennek továbbfejlesztésével létrehozott lehetőséget kínál, ezért annak a működését mutatnám be részletesebben.

Az *Acycle* program erre a problémára a korrelációs együttható, vagy röviden COCO (*correlation coefficient*) algoritmust használja. A COCO kiszámítja a korrelációs együttható értékét a rétegtani szint függvényében ábrázolt teljesítményspektrum és egy idő függvényében ábrázolt csillagászati modell között. Ezzel egyidőben különböző üledékes ráták tesztelése során az idősor tér függését idővé konvertálja. A vizsgálat végén a legmagasabb korrelációs együtthatóval rendelkező üledékes ráta valószínűsíthető a rétegsorra. Mindeközben a program Monte Carlo-szimuláció segítségével nullhipotézis

tesztet is végez, feltételezve, hogy a periodicitások nem a Milanković-ciklusokhoz tartoznak. Ez úgy működik, hogy adott üledékes ráta mellett több, random frekvenciájú és amplitúdójú hullámokból álló teljesítményspektrum csillagászati modellel való korrelációs együtthatóját is vizsgálja. Amennyiben például a null hipotézis konfidenciaszintje 1%, úgy az idősorunk teljesítményspektrumával kapható korrelációs együttható értéke a tesztelt esetek korrelációs együtthatóinak 99%-át meghaladja. Ez jól bizonyíthatja a teljesítményspektrum és a csillagászati modell jó egyezését, vagyis a Milanković-ciklusok jelenlétét a vizsgált jelben (Li et al. 2019a).

Amennyiben több üledékes rátánál is magas a korrelációs együttható (a tapasztalatok alapján ciklussztratigráfiában már a 0,4 körüli korrelációs együttható is magasnak mondható az el nem távolított zaj miatt), vagy eleve sejthető az üledékes ráta megváltozása a vizsgált rétegsor mentén, úgy ezt is lehetőségünk van tesztelni az eCOCO funkcióval. Ennek vizsgálata a spektrogramhoz hasonlóan, ablakolással történik (Li et al. 2019a).

A COCO vagy az ASM használatakor azonban fontos figyelembe venni, hogy ezek a módszerek a csillagászati kalibráción alapulnak, amelynek használata 50 millió évnél idősebb rétegsorokon téves megállapításokhoz vezethet.

6.i) Szűrők és a kormodell elkészítése

A kormodell elkészítéséhez ki kell választanunk azt a ciklust, ami a legjobban őrződött meg a jelben, vagyis amelyik a rétegsor lehető legnagyobb hosszában megfelelő erősséggel van jelen (Bajnai 2015, Li et al. 2019a).

Bár korábban alkalmaztak alul és felül áteresztő szűrőket (*low-pass* és *high-pass filter*) is, mára a legáltalánosabb az ún. sáváteresztő szűrők (*band-pass filter*) használata lett. Ezek közül leggyakrabban a Gauss-, a Taner- és a Taner-Hilbert-szűrök használatosak (Weedon 2005, Li et al. 2019a). A sáváteresztő szűrők segítségével a teljesítményspektrumról kiválasztható az a frekvencia-tartomány, amelyhez a fenti szempontok szerint kiválasztott ciklus társul. A sáváteresztő szűrű ezek után kiszűri a jelből az ehhez a frekvenciához tartozó szinuszoid jelet. Ennek amplitúdója természetes módon nem lesz állandó a korábban ismertetett okok miatt, sőt, az üledékes ráta miatt frekvenciája is változni fog a korábban beállított frekvencia-tartományon belül. A kiszűrt jel csúcsait ezek után a ciklushoz tartozó Milanković-ciklus periódusidejének ismeretében relatív idővel társíthatjuk. Például, ha a kiválasztott ciklus a 405 ezer éves

periódusidejű hosszú excentricitás volt, akkor minden újabb csúcs a kiszűrt jelen 405 ezer év elteltét jelenti az őt megelőző csúcshoz képest. Így létrejött a lebegő korskála (Weedon 2005, Li et al. 2019a).

Ha a kiszűrt jelet összehasonlítjuk az ideális, csillagászati modellhez tartozó jellel, további információt is kaphatunk. Ha a vizsgált jel bizonyos szakaszokon ″megnyúlik″ akkor az adott szakaszon az üledékes ráta megnövekedésére következtethetünk, a jel ″összenyomódása″ pedig lecsökkent üledékes rátára utal. Ha több pályaelem-változáshoz kapcsolódó ciklus jele is jól kiszűrhető, ezeket szintén összehasonlíthatjuk a még pontosabb eredményt érdekében (Bajnai 2015).

7) Vizsgálati agyag, adatok és módszerek

7.a) Csővár, Vár-hegy

A csővári Vár-hegy szelvényéből a Kovács (2019) geokémiai tárgyú diplomamunkája során begyűjtött mintasor állt rendelkezésemre. A mintázás a Haas és Tardy-Filácz (2004), valamint Pálfy és szerzőtársai (2007a) által ismertetett rétegsor (~56,5 m, 124 réteg) majdnem egészére kiterjedt (51,8 m, 120 réteg). A 243 db minta három rövid szakaszt kivéve 20 cm-es mintaközzel lett begyűjtve. Ezek a 15,2-15,8 m, 17,8-18,4 m és 21,8-24,6 m szakaszok, azaz a 40., a 45. és az 59. rétegek. Azért maradtak ki a mintázásból, mert ezek a rétegsor legvastagabb üledékrogyásos, slump rétegei, vagyis geológiai idő szempontjából pillanatszerű üledékképződési eseménynek tekinthetőek, melyek a ciklussztratigráfiai vizsgálatokat erősen és negatívan befolyásolhatják (D'Argenio et al. 2004, Weedon 2005).

Az elemanalitikai vizsgálathoz a minták porításra való előkészítése, felaprózása volfrám-karbid mozsárban történt, mivel a volfrám-karbid eszközök csak volfrám és kis mértékben kobalt szennyezést (kontaminációt) okozhatnak (Yamasaki 2018). A mozsárba kerülő kőzetdarabokról a kalcit ereket és a mállott felszínt eltávolítottam. A finomabb porítást szintén volfrám-karbid Fritsch pulverisette 02102 típusú porító géppel végeztem az ELTE Ásványtani Tanszékén, ügyelve a berendezés alapos tisztításra minden minta után.

Az elemanalitikai vizsgálatra a Miskolci Egyetemen került sor, Olympus Vanta C Series kézi röntgenfluoreszcens (XRF) spektrométer alkalmazásával. A műszert a gyári Geochem (2) módban használtam 30 és 60 másodperces mérési idővel. Ez a mérési idő a tapasztalatok alapján minden kézi XRF műszer esetében elégséges (Quye-Sawyer et al.

2015, Ruhl et al. 2016, de Winter et al. 2017, Sinnesael et al. 2018, Saker-Clark et al. 2019). A mérés előtt 6-7 g port mintánként cserélt papír tartóra helyeztem, majd ezt a felszín elegyengetése után 2,5 µm vastag Chemplex Mylar poliészter fóliával fedtem le. A Mylar fóliát minden minta után megtisztítottam és átlagosan 10 minta után, illetve a fólia esetleges sérülése után azonnal kicseréltem. A Mylar fólia csak elhanyagolható hatással bír a mérési eredményre, ami, mivel szisztematikusan jelentkezik minden minta esetében, nem befolyásolja a ciklussztratigráfiai vizsgálatokat (Quye-Sawyer et al. 2015). A mérés során a műszer apertúráját a fólián keresztül szorosan a pormintába nyomtam, így csökkentve a por porozitásához kötődő levegőtartalom miatt fellépő hibákat.

A röntgen-floureszcens mérés háttere a következő. A műszer röntgensugarat bocsájt ki, amely kölcsönhatásba lép a minta atomjaival. A sugárzás elektronokat lök ki az atomok belső elektronhéjairól, a kilökött elektronok pedig hiányt, vakanciát hagynak hátra maguk után. Ez az atomot instabillá teszi, amit az atom úgy kompenzál, hogy a külső elektronhéjakról feltölti az üresen maradt helyeket. Ugyanakkor egy külső héjon lévő elektron nagyobb kötési energiával rendelkezik, mint az az elektron, ami közelebb helyezkedik el az atommaghoz, vagyis amikor az elektron egy külső héjról egy, az atommaghoz közelebb eső héjra lép, többlet energia keletkezik, ami röntgen sugárzás útján szabadul fel. Ezt észleli a műszer detektora. Az energiatöbblet mértéke a két elektronhéj közötti kötési energia különbségétől, ez pedig a két elektronhéj távolságától függ. Mivel az elektronhéjak távolsága minden atom esetében eltérő, az adott elemre jellemző, ezért a detektor által észlelt kisugárzott energia alapján azonosíthatóak a mintában lévő elemek és azok arányai (Harangi et al. 2013).

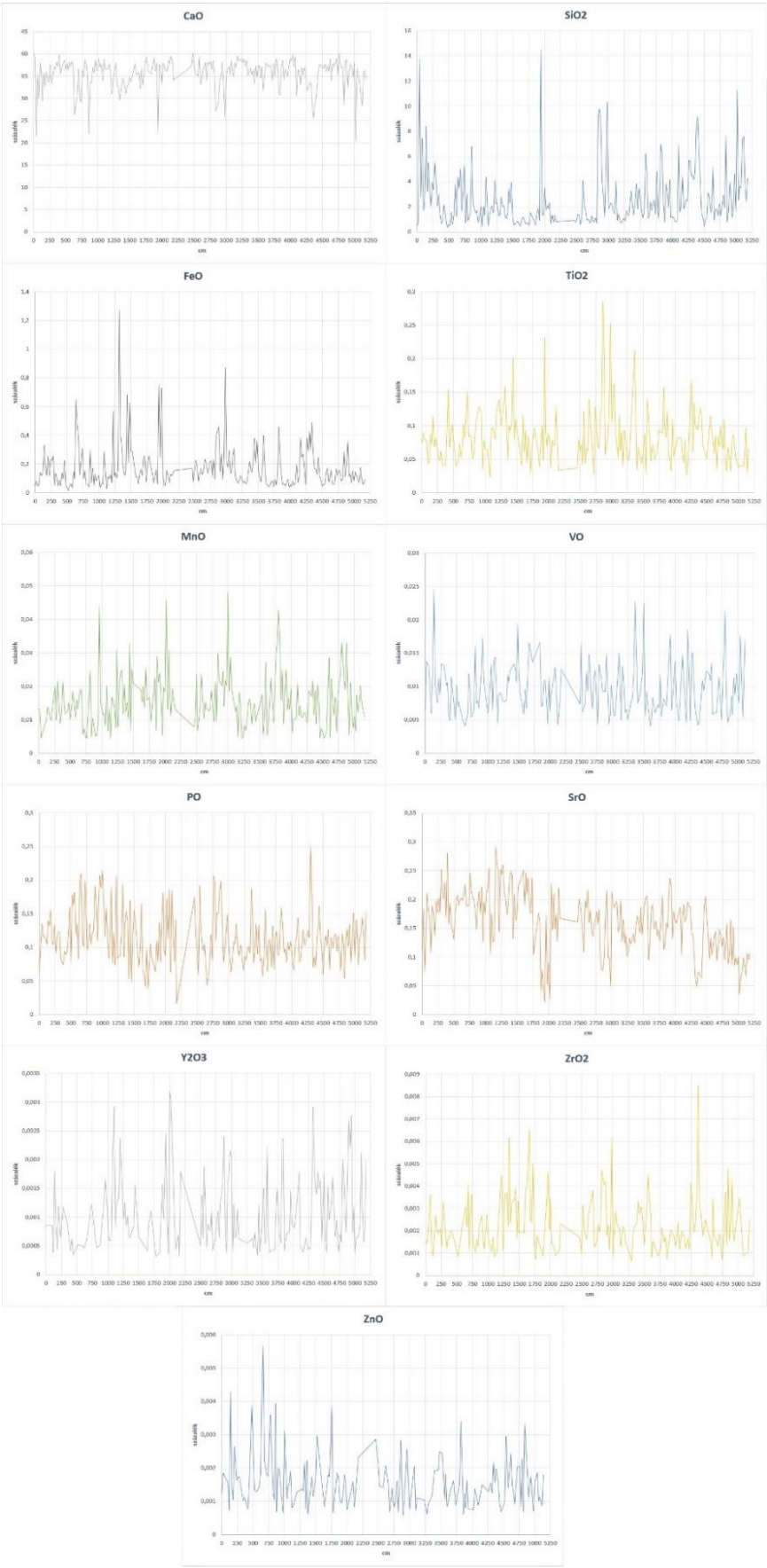
A kézi XRF műszerek pontossága elmarad az asztali típusokétól, a kimutatási határai a legtöbb elem esetében magasabbak és kevesebb elem mérésére képesek. A mérés megkezdése előtt azonban szakirodalmi szemle révén meggyőződtünk arról, hogy a kézi XRF pontossága megfelelő ciklussztratigráfiai vizsgálatokhoz (Ruhl et al. 2016, Sinnesael et al. 2018, Saker-Clark et al. 2019) és karbonátos kőzetek esetében is megfelelő adatokat szolgáltat (Quye-Sawyer et al. 2015, Ruhl et al. 2016, de Winter et al. 2017, Sinnesael et al. 2018).

A mérési eredményekben az elemkoncentrációk kifejezése oxid formában, százalék formátumban történt. Az oxidos formából való átszámításra ciklussztratigráfiai vizsgálatok során nincs szükség, hiszen egy minden mintapontot szisztematikusan érintő jelenségről van szó. A megbízhatóság ellenőrzése végett a Si adatsoron elvégeztem az átszámítást, de a vizsgálat során ugyanolyan beállítások mellett teljesen ugyanazt az

eredményt kaptam, mint az eredeti SiO_2 adatsor esetében, így a továbbiakban csak az eredeti, oxidos formátumú elemadatsorokat vizsgáltam. Ha a vizsgált értékek százalékok, Weedon (2005) javasolja, hogy az értékeken végezzük el az arkusz szinusz-transzformációt, mely abból áll, hogy minden százalékértéket elosztunk százzal, majd az eredmény négyzetgyökét és ezután arkusz szinuszát vesszük (Weedon 2005). Az arkusz szinusz-transzformációt szintén a Si adatsoron végeztem el próbaképp, ám a ciklussztratigráfiai vizsgálatok eredménye ebben az esetben is változatlan maradt a transzformálatlan Si adatsoréhoz képest. Transzformált esetben azonban a teljesítményspektrum csúcsai arányos mértékben teljesítményt vesztettek, így a továbbiakban tartózkodtam az arkusz szinusz-transzformáció használatától is.

Összességében 34 elem adatsorát állítottam elő az XRF mérésekkel (ezek közül a hét sikeresen vizsgált adatsor látható az M1. mellékletben), ezek az elemek a következőek: Mg, Al, Si, P, S, K, Ca, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, As, Se, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Cd, Sn, Sb, W, Hg, Pb, Bi, Th és U. Ezek közül öt elem esetében minden minta mérhető volt, azaz a detektálási határ fölé került, ezek: Si, P, Ca, Fe és Sr (20. ábra). Hat további elem esetében csak kevés mintapontnál került az elemkoncentráció a kimutatási határ alá, így ezeken az adatsorokon is lehetségesnek bizonyult a ciklussztratigráfiai vizsgálat elvégzése: Ti (44 hiányzó mintapont), V (68 hiányzó mintapont), Mn (28 hiányzó mintapont), Zn (85 hiányzó mintapont), Y (66 hiányzó mintapont), Zr (68 hiányzó mintapont) (20. ábra). Ezeken kívül elvégeztem még a vizsgálatot a Kovács (2019) által ismertetett $\delta^{13}C$ és $\delta^{18}O$ adatsorokra is, melyeknek mérése ugyanezen a mintasorozaton történt.

Összességében a csővári szelvény ciklussztratigráfiai vizsgálatához 13 idősor állt rendelkezésre, melyek mindegyike egyenközű, folytonos jelként értelmezhető. Mivel a mintavételezést nem én végeztem, így az ideális mintaköz előzetes becslésére nem volt lehetőségem. A kimutatási határ miatt hiányzó értékek pótlására mindegyik adatsor vizsgálata során az interpoláción kívül egy másik módot is kipróbáltam: a hiányzó értékek helyére a kimutatási határ 66%-át helyettesítettem (Móricz Ferenc szóbeli közlése alapján). Ez az esetek nagy részében jobb eredményt szolgáltatott, mint az interpoláció. A későbbiekben, az egyes idősorok vizsgálatának bemutatásakor csupán a legjobb eredményt adó vizsgálat részleteire fogok szorítkozni. Ennél valójában sokkal több modellfutás és beállítás került tesztelésre, melyek ismertetésétől a terjedelmi korlátok miatt eltekintek. A vizsgálatokat minden esetben az *Acycle* program (Li et al. 2019a) segítségével végeztem el.



20. ábra A 11 vizsgált csővári elemadatsor. A függőleges tengelyen a százalék értékek, a vízszintes tengelyen a rétegtani szint (cm) látható.

Mivel az *Acycle* program nem képes kezelni a tizedes tört alakban lévő számokat, ezért a Si idősor valamennyi értékét 10-zel szoroztam, majd egészre kerekítettem. A szorzásra azért volt szükség, mert sok érték 0 körül mozog és értelemszerűen a vizsgálat szempontjából nem mindegy, hogy a 0 érték mögött valójában 0,49 vagy 0,1 rejlik. Ezután a következő minták kerültek eltávolításra kiugró, illetve zajt okozó értékeik miatt: C3 – 40 cm, C94 – 1940 cm, C126-C128 – 2840-2880 cm, C133 – 2980 cm, C204 – 4400 cm, C235 – 5020 cm. Interpoláció után az idősorból eltávolításra került a 40%-os Lowess trend. Az interpolációt minden csővári idősor esetében 20 cm-es mintaközzel végeztem el.

A Ca adatsorban az értékeket egészre kerekítettem, majd a következő mintákat távolítottam el: C3 – 40 cm, C44 – 860 cm, C94 – 1940 cm, C126-C127 – 2840-2860 cm, C133 – 2980 cm, C235 – 5020 cm. Az interpoláció után a jelből eltávolítottam a 40%-os rLowess trendet (ez a Lowess-simítás robosztus formája).

A Fe értékeit 1000-rel szoroztam, majd egészre kerekítettem. Eltávolításra kerültek a C33 – 640 cm, C67 – 1320 cm, C94 – 1940 cm, C96 – 1980 cm és C133 – 2980 cm minták. Ezután végeztem el az idősoron a log-transzformációt, amit az interpoláció és a 40%-os Lowess trend eltávolítása követett.

A Mn esetében a kimutatási határ 66%-ával való adatpótlás jobb eredményt szolgáltatott, ezért a hiányzó értékeket 0,00283 értékkel helyettesítettem, majd ezután minden értéket megszoroztam 10 000-rel és egészre kerekítettem. Kiugró értékként eltávolításra kerültek a C49 – 960 cm, C98 – 2020 cm, C134 – 3000 cm és C174 – 3800 cm mintapontok. Ezt az interpoláció és a 40%-s Loess trend eltávolítása követte.

A V esetében az egyszerű interpoláció szolgált jobb eredménnyel, így itt nem került sor a Mn idősoréhoz hasonló adatpótlásra. Az értékeket szintén 10 000-rel szoroztam be, majd az egészre kerekítés után eltávolítottam a C8 – 140 cm, C106 – 2180 cm, C152 – 3360 cm, C159 – 3500 cm, C224 – 4800 cm mintákat az idősorból. Ezt interpoláció és a 40%-os Lowess trend eltávolítása követte.

A Ti esetében mind az egyszerű interpoláció, mind az adatpótlás jó eredményt hozott. Utóbbi esetben a hiányzó értékek helyére 0,0163 került. Az értékeket 1000-rel szoroztam, majd egészre kerekítettem. Az adatpótlás nélküli esetben ezt log-transzformáció, majd a C73 – 1440 cm, C94 – 1940 cm, C127 – 2860 cm és C152 – 3360 cm mintapontok eltávolítása követte, végül interpoláció és a 40%-os Loess trend eltávolítása történt. Az adatpótolt esetben a C94 – 1940 cm, C127 – 2860 cm, C133 – 2980 cm és C152 – 3360 cm mintákat távolítottam el az idősorból. Ezt szintén

interpoláció és a 40%-os Loess trend eltávolítása követte. Megpróbálkoztam ezenkívül a Fe/Ti idősor vizsgálatával is, ám ez vélhetőleg a túl sok hiányzó Ti érték miatt semmilyen beállítás mellett nem adott jó eredményt.

Az Y idősor előkészítése során a hiányzó adatok helyére 0,0002 került, majd az értékeket az egészre kerekítés előtt megszoroztam 100 000-rel. Az Y idősor a kiugró értékek eltávolítása nélkül is jó eredményt szolgáltatott. Ebben az esetben az interpoláció és a 40%-os harmadrendű polinomiális regresszióval előállítható trend eltávolítása vezetett a legjobb eredményhez. Ha a kiugró értékeket (C8 -140 cm, C56 – 1100 cm, C97-C98 – 2000-2020 cm, C106 – 2180 cm, C102 – 4320 cm) eltávolítjuk, azt log-transzformációnak, interpolációnak és a 40%-os Lowess trend eltávolításának kell követnie.

A $\delta^{13}C$ idősor előkészítése során minden értéket megszoroztam 100-zal, majd mivel így a legnegatívabb érték -307 lett, minden mintához hozzáadtam 310-et, hogy minden érték pozitívvá váljon. Az első számításokhoz a C56-C57 – 1100-1120, C87-C88 – 1760-1780 cm, C96 – 1980 cm, C104 – 2140 cm és C211 – 4540 cm minták lettek eltávolítva. Ezeken kívül még sok, kisebb mértékben kiugró érték maradt, melyek az eredményeket zajossá tették: C8, C11, C49-C50, C55-C59, C90, C93, C111-C112, C119-C120, C125, C131, C201. Ilyen sok további érték eltávolítása esetén azonban, a nagy frekvenciák legyengültek, a kis frekvenciák között amúgy is jelenlévő interferencia pedig nagyon felerősödött. A legjobbnak az a megoldás bizonyult, ha mind a két módon elvégeztem a vizsgálatot és ezután hasonlítottam össze az eredményeket. A kiugró értékek eltávolítását mind a két esetben interpoláció és a 35%-os Lowess trend kivonása követte. Az értelmezést tovább segítette, ha mind a két idősort a legnagyobb slump réteg (59. réteg) mentén elvágtam és így külön egy 0-2180 cm-es és egy 2460-5180 cm-es szakaszon vizsgáltam.

A $\delta^{18}O$ idősor esetében ugyanaz a probléma áll fenn, mint a $\delta^{13}C$ idősornál. A legjobb megoldás itt is hasonló úton érhető el. Az előkészítés során az értékeket szintén 100-zal szoroztam be, majd így a legnegatívabb érték -1412 lett, tehát 1420-at hozzáadtam az idősor értékeihez. Az első számításokhoz a C89-C99 – 1840-2040 cm mintákat távolítottam el, majd a továbbiakban a C8-C9, C22, C55, C62, C80, C173, C198-C206 és C223 mintákat is. Mindkét esetben a kiugró értékek kivételét interpoláció és a 40%-os Lowess trend eltávolítása követte. Az idősor $\delta^{13}C$ idősornál alkalmazott szétvágása a $\delta^{18}O$ esetében is jelentősen segítette az értelmezést.

Mivel a P, Sr, Zn és Zr elemek idősorai semmilyen beállítás és adatelőkészítési lehetőség segítségével sem szolgáltattak jó végeredményt, ezért ezen elemek vizsgálatának részletes bemutatásától eltekintek.

A teljesítményspektrumokat minden esetben *zero-padding* használatával és *multitaper* módszer segítségével hoztam létre. A rajtuk látható konfidenciaszinteket szintén minden esetben az elsőfokú autoregressziós modell robosztus változatával állítottam elő. A spektrogramok minden idősor esetében 1500 cm-es ablakszélességgel és 20 cm-es lépésközzel készültek. A szűrőzéshez Gauss-szűrőt használtam, a szűrt frekvencia minden esetben a 0,00133±0,00027 ciklus/cm frekvencia volt. Minden idősor legjobb teljesítményspektruma és spektrogramja megtalálható a mellékletben (M15.-M36.)

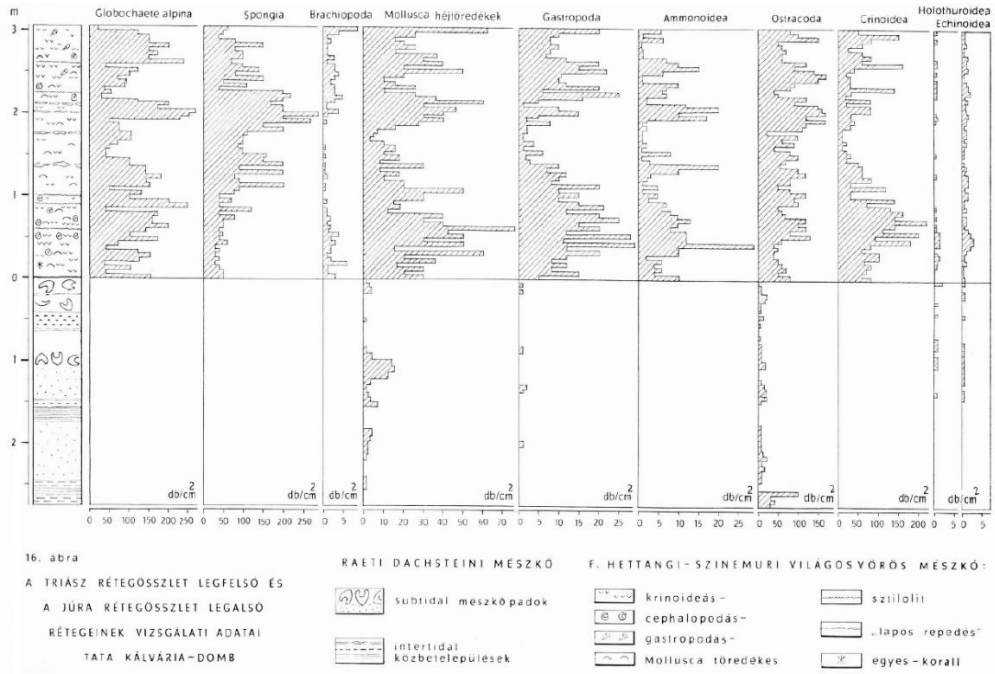
A ciklusok Milanković-ciklusokhoz való párosításához az *Acycle* program által nyújtott COCO funkció nem volt használható. Ennek egyik oka az volt, hogy a funkció futtatásakor többször is irreális eredményt adott. A funkció hitelességét tesztelve lefuttattam azt az La2004 csillagászati modellen is (Laskar et al. 2004) és a végeredmény szerint ebben, a tiszta, bármilyen zajtól mentes Milanković-ciklus jelben sem talált Milanković-ciklusokat. Ez különösen annak a fényében érdekes, hogy a vizsgálat során a funkció a tesztelt jelet az La2004 csillagászati modellhez, vagyis ebben az esetben önmagához hasonlítja. A funkció használatának másik korlátja, hogy a vizsgált legkisebb üledékes ráta érték a mintaköztől függ. A csővári idősorok esetében ez a határ 2,6 cm/E év. Ezzel szemben Haas és szerzőtársai (2010) 1,5-2 cm/E év üledékes rátát becsültek, vagyis a releváns üledékes ráta tartományban a 20 cm-es mintaköz miatt a COCO módszer eleve nem képes lefuttatni a tesztet. Emiatt a ciklusok Milanković-ciklusokhoz való párosításához az aránymódszert használtam.

A Si és Ca idősorokon wavelet-analízist is végeztem. Ez a módszer a már bemutatott módokhoz hasonlóan hoz létre teljesítményspektrumot és spektrogramot, azonban nem szinusz és koszinusz hullámokat, hanem ún. wavelet-hullámokat használ. Ezért a frekvencia-felbontás a kis frekvenciák esetében sokkal jobb lesz, a rétegtani pozíció azonban a spektrogramon gyakorlatilag azonosíthatatlanná válik. További előnye a módszernek, hogy a segítségével nagy biztonsággal kimutathatóak a mintaköznél nagyobb hiátusok, ugyanis a spektrogramon egy rétegtani hiányt lefedő szakaszon eltűnik minden jel, minek következtében a spektrogramon keresztben egy fehér sáv jelenik meg (Weedon 2005).

7.b) Tata, Kálvária-domb

A Kálvári-domb ciklussztratigráfiai elemzéséhez használt idősorok elkészítéséhez a Fülöp (1975) monográfiájában szereplő adatokat használtam fel. Az akkori kutatás során 5 cm-es mintaközzel, a rétegzésre merőleges vékonycsiszolat-sorozat készült a Kálvária-dombon feltárt Pisznicei Mészkő alsó 10 méteréből. A különböző ősmaradványok mennyiségét minden csiszolatban leszámolták és az adatokat ábrákon szemléltették. Az idősorok ezeknek az ábráknak (Fülöp 1975, 16. és 20. ábra) (21. ábra és a melléklet M2. ábrája) a WebPlotDigitizer (https://automeris.io/WebPlotDigitizer/) programmal történt digitalizálásából származnak.

A crinoidea, gastropoda, foraminifera, *Globochaete*, ostracoda és spongia (szivacstű) csoportok mennyiségbeli eloszlása mutatott szabad szemmel leginkább ciklusos képet, így az ezekhez tartozó oszlopok kerültek digitalizálásra. Ezen kívül megvizsgáltam még a spongia/crinoidea, spongia/*Globochaete*, spongia/ostracoda, gastropoda/*Globochaete*, crinoidea/*Globochaete* arányokat is, így végül 11 idősor állt a rendelkezésemre. Ezek mindegyike egyenközű, csatorna mintázással készült, folytonos jelű idősor. A vizsgálat ezek esetében is az *Acycle* programmal (Li et al. 2019a) történt. A későbbiekben ugyanúgy, idősoronként csak a legjobb eredményt szolgáltatott vizsgálat menetét fogom részletezni.



21. ábra Fülöp (1975) monográfiájának 16. ábrája: A Dachsteini Mészkő felső és a Pisznicei Mészkő alsó szakaszán végzett vékonycsiszolatos vizsgálat eredményei. Az egyes oszlopok mutatják az adott ősmaradvány darabszámát az egyes csiszolatok egy cm²-én.

A crionidea idősorból eltávolítottam a 425 és 530 cm-hez tartozó mintapontot, majd ezt interpoláció és a 35%-os Lowess trend kivonása követte. Az interpolációt minden tatai idősor esetében a mintázási mintaközzel megegyező nagyságú, 5 cm-es új mintaközzel végeztem el.

A gastropoda idősorban minden értékhez hozzáadtam 1-et, hogy ne legyen 0 értékű mintapont, majd az idősoron elvégeztem a log-transzfromációt, valamint az interpolációt és végül eltávolítottam a 40%-os Loess trendet. Kiugró, zavaró érték ebben az idősorban nem volt.

A foraminifera idősorból kivettem a 200-205, 290, 815-820 cm-hez tartozó mintapontokat, majd az idősoron elvégeztem az interpolációt és kivontam belőle a 40%-os Lowess trendet.

A *Globochaete* idősorban nem volt kiugró, zavaró érték. Az interpolációt a 40%-os Lowess trend eltávolítása követte.

Az ostracoda és spongia idősor esetében ugyanez volt az eljárás menete, kivéve, hogy ennél a két idősornál végrehajtottam a log-transzformációt az interpoláció előtt.

A spongia/crinoidea arány idősorának esetében az értékeket egészre kerekítettem, majd, hogy ne legyen 0 értékű pont, mindhez hozzáadtam 1-et. Ezután eltávolítottam a kiugró értékkel bíró 475-480, 645 cm-hez tartozó pontokat, majd interpolációt végeztem és végül eltávolítottam a 40%-os Lowess trendet is.

A spongia/*Globochaete* idősor előkészítése során az kapott értékeket beszoroztam 100-zal, majd egészre kerekítettem őket. Log-transzformáció után eltávolítottam a 225, 320, 485 és 715 cm-hez tartozó mintapontokat, majd interpoláció és a 40%-os Lowess trend kivonása következett.

A spongia/ostracoda idősor előkészítése ugyanígy történt, azzal a különbséggel, hogy kiugró értékek hiányában nem kerültek eltávolításra mintapontok.

A gastropoda/*Globochaete* arány idősorának értékeit is 100-zal szoroztam be, egészre kerekítettem, majd minden értékhez hozzáadtam 1-et. A log-transzformáció után eltávolítottam a 235 és 310 cm-hez tartozó mintapontokat, majd interpolációt végeztem és kivontam a 40%-os Lowess trendet. A crinoidea/*Globochaete* arány idősora semmilyen beállítás és adatelőkészítési módszer alkalmazása mellett sem szolgált értelmezhető eredménnyel.

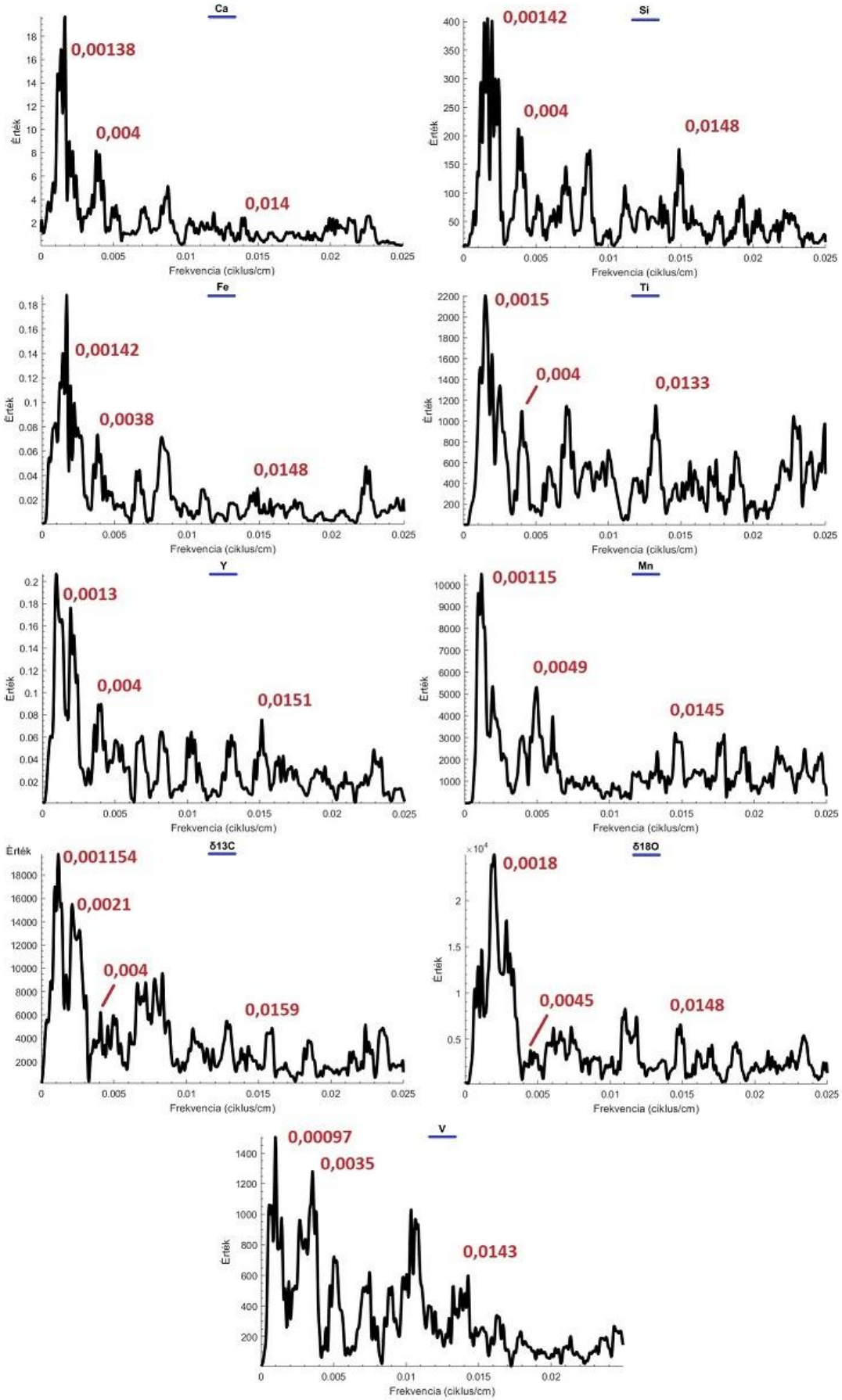
A teljesítményspektrumokat minden esetben *zero-padding* igénybevételével, *multitaper* módszerrel hoztam létre. A konfidenciaszinteket szintén minden esetben az elsőfokú autoregressziós modell robosztus változatával állapítottam meg. A

spektrogramok esetében 380 cm-es ablakszélességet és 5 cm-es lépésközt alkalmaztam. A periodicitások Milanković-ciklusokkal való párosításához itt is az aránymódszert használtam. A szűrőzés Gauss-szűrővel történt, a szűrt frekvencia minden esetben a 0,0046±0,0006 ciklus/cm frekvencia volt. A spongia idősoron elvégeztem a wavelet-analízist is. Minden idősor legjobb teljesítményspektruma és spektrogramja megtalálható a mellékletben (M3.-M13.)

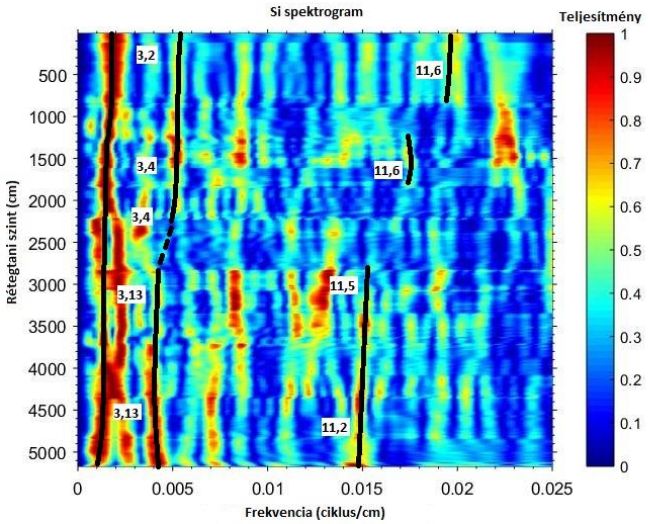
8) Eredmények

8.a) Csővár, Vár-hegy

A vár-hegyi szelvényben három egyértelmű periodicitás mutatható ki, melyek szinte minden idősor jelében tanulmányozhatóak. Ezek frekvenciája: 0,0011-0,00165, uralkodóan 0,00133, 0,0033-0,0055, uralkodóan 0,00415, valamint 0,013-0,016, uralkodóan 0,015 ciklus/cm (22. ábra). Az ezekhez a frekvenciákhoz tartozó periodicitások valódiságát az F-teszt is megerősítette, valamint a spektrogramok tanúsága szerint mindegyik nyomozható a rétegsor jelentős részén keresztül. Egyedül a 0,015-ös frekvencia nem követhető a nagyjából 0-2500 cm-es szakaszon (23. ábra). Amennyiben az idősorokat át nem fedően kettévágjuk és úgy futtatjuk le a teszteket, a fenti három frekvencia mindkét fél idősor eredményeiben megjelenik, tovább erősítve valódi ciklushoz való tartozásukat. Azonban az így létrehozott teljesítményspektrumok és spektrogramok tanúsága szerint nagyjából kb. 2500 cm-nél a ciklusok egymáshoz viszonyított periódusarányukat megtartva frekvenciát váltanak. 0-2500 cm-ig az figyelhető meg, hogy frekvenciájuk egy magasabb értékről folyamatosan csökken, majd kb. 2500 cm-nél frekvenciájuk stabilizálódik és innen a már ismertetett frekvenciákat kvázi megtartva, folyamatosan futnak le egészen a vizsgált rétegsor tetejéig, azaz 5180 cm-ig (23. ábra). Valószínűleg ez a jelenség okozhatja azt is, hogy a 0,015-ös frekvencia nem figyelhető meg 2500 cm-nél lejjebb, ugyanis ahhoz, hogy meg tudja tartani a periódusarányt a kisebb frekvenciákhoz képest, túl nagy frekvenciabeli ellépéseket kell produkálnia és emiatt a jele szétszakadozik, legyengül (23. ábra).



22. ábra A csővári idősorok 2π-MTM teljesítményspektruma az uralkodó periodicitások frekvenciáival.



21. ábra A csővári Si adatsor spektrogramja. Feketével kijelölve az uralkodó ciklusok, mellettük számmal pedig a legkisebb frekvenciájú ciklushoz viszonyított frekvencia arányuk. A 405,124 és 34 ezer éves Milanković-ciklusok frekvencia aránya 1:3,2:11,9. Jól látható a legnagyobb frekvenciájú ciklus szétszakadozása az arány megtartása mellett.

Több spektrogram szerint a nagyjából 2100-2500 cm-es szakaszon a frekvenciák szintén arányukat megtartva hirtelen mozdulnak el a kisebb frekvenciák irányba. Ez a jelenség azonban valószínűleg csak annak köszönhető, hogy itt, a 2180-2460 cm közötti szakaszon az 59. réteg miatt nem áll rendelkezésre adat. A későbbi vizsgálatok, pl. a szűrőzés már nem mutatják ennek a frekvencia elmozdulásnak a meglétét.

Annak, hogy az adott ciklusokhoz tartozó frekvenciák nem állandóak a rétegsor teljes hosszán az a legvalószínűbb oka, hogy az üledékes ráta sem állandó. A frekvenciák 2500 cm-ig tartó folyamatos csökkenése az üledékes ráta folyamatos növekedésére utal, ami a 2100-2500 cm-es szakaszon tetőzik, majd innen a ciklusok frekvenciájával együtt az üledékes ráta is stabilizálódik.

Az idősorok némelyikében még felfedezhető egy 0,007-0,0088 és egy 0,021-0,023 ciklus/cm frekvenciájú periodicitás is. Bár az F-teszt eredménye megengedi, hogy valódi ciklusokról legyen szó, a spektrogramon látható lefutásuk alapján inkább úgy tűnik, ezek a frekvenciák a háttérzajhoz tartoznak. A 0,007-0,0088 frekvencia-tartomány eleve az idősorok mintegy felében nem jelenik meg, míg a teljesítménypektrumok és a spektrogramok esetében gyakori, hogy a legnagyobb kimutatható frekvencia, vagyis a Nyquist-frekvencia közelében zajhoz tartozó csúcsok jelennek meg (Weedon 2005). Mivel a csővári idősorok esetében a Nyquist-frekvencia 0,025 ciklus/cm, ezért magyarázhatja az erős háttérzaj megjelenését a 0,021-0,023 ciklus/cm frekvencia-tartományban.

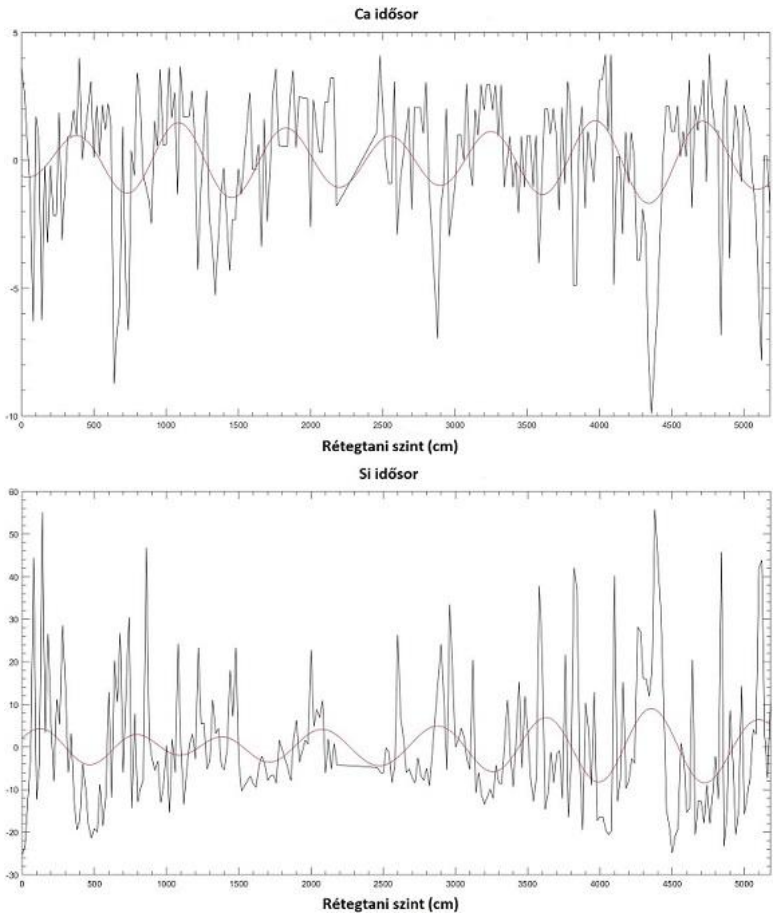
A ciklusok Milanković-ciklusokhoz való párosítása az aránymódszer segítségével a következő eredményeket adta (2. táblázat). A három uralkodó frekvenciához (0,00133, 0,00415 és 0,015 ciklus/cm) tartozó periódus ~752, 241 és 67 cm. Ha ezek arányait összehasonlítjuk a Milanković-ciklusok periódusidejeinek arányaival, akkor kapjuk a legjobb egyezést, ha a 752 cm periódusidejű ciklust a hosszú excentricitással, a 241 cm-es ciklust a rövid excentricitással, a 67 cm-es ciklust pedig a tengelyferdeségi ciklussal állítjuk párba. Feltételezve, hogy a 752 cm-es periodicitás a 405 ezer éves periódusidejű ciklus, időben a 241 cm-es periódus 129 ezer évet, a 67 cm-es periódus pedig 36 ezer évet jelenthet. Ezt összehasonlítva a vonatkozó Milanković-ciklusok periódusidejével (1. táblázat) látható, hogy az La2004 csillagászati modell szerint a triász-jura határon a rövid excentricitás egyik jellemző periódusideje 124 ezer év, a tengelyferdeség uralkodó periódusideje pedig 34 ezer év (Laskar et al. 2004). A 0,007-0,0088 ciklus/cm frekvenciájú periodicitás, amennyiben valós ciklusnak tekintenénk, eszerint egy 61-77 ezer év periódusidejű, a 0,021-0,023 ciklus/cm frekvenciájú periodicitás pedig egy 23,5-25,6 ezer év periódusidejű ciklushoz tartozna. Az előbbi eltérése a 94 ezer éves rövid excentricitástól elég nagy, így nem valószínű, hogy a Milanković-ciklusokhoz tartozna, míg utóbbi ugyan közel áll a ~17-21 ezer éves precessziós ciklushoz, a jel gyengesége miatt valószínűtlen, hogy a precesszióhoz lenne köze. Sokkal inkább elképzelhető, hogy amennyiben valós ciklusról lenne szó, akkor a tengelyferdeség egy kevésbé domináns, kb. 25 ezer éves ciklusához tartozna. A precesszió ezzel szemben valószínűleg kimutatási határ alá került a 20 cm-es mintaköz miatt. Amennyiben elfogadjuk, hogy a 0,00133 ciklus/cm frekvencia a hosszú excentricitás, úgy kb. 0,026 és 0,032 ciklus/cm frekvenciánál kéne megjelennie a precessziónak, ami minimálisan ugyan, de nagyobb, mint a Nyquist-frekvencia értéke (0,025 ciklus/cm). A Nyquist-frekvencia képlete alapján (lásd 6.b) alfejezet) 15 cm-es mintaközzel a kimutatási határ már 0,033 ciklus/cm-re emelhető, amivel a precesszió is kimutathatóvá válna. A precesszió kimutathatatlansága miatt fennállhatna az *aliasing* veszélye, azonban az eltérés az ideális és a használt mintaköz között olyan kicsi, hogy ennek hatása minimális, a bioturbáció és a nagyobb kőzetdarabok összeporítása során bekövetkező átlagolás ezt kielégítően ellensúlyozza (Weedon 2005).

Uralkodó frekvenciák (ciklus/cm)	Periódus (cm)	év (kyr)	Milanković-ciklus (kyr)	Milanković-ciklus
0,00133	751,8796992	ha 405	405	hosszú excentricitás
0,00415	240,9638554	129,7952	124	rövid excentricitás
0,015	66,66666667	35,91	34	tengelyferdeség

2. táblázat A felismert periodicitások Milanković-ciklusoknak való megfeleltetése az aránymódszer segítségével.

A szűrőzéshez ki kellett választani, a legjobban megőrződött ciklust és az azt legjobban mutató idősort. Ez egyértelműen a 0,00133 ciklus/cm frekvenciájú, vagyis a vélhetőleg a hosszú excentricitáshoz tartozó ciklus, melynek jele legjobban a Ca és a Si idősorban őrződött meg. Általában is igaz, hogy ez a két idősor szolgált a legjobb eredménnyel. Hasonló, de kissé zajosabb eredményt adott a Fe és a Ti adatsor. Valószínűleg a több hiányzó értéknek köszönhetően még zajosabb volt a Mn és az Y idősor (28 és 66 hiányzó mintapont), majd ezeket követték az izotópok idősorai és végül a legrosszabb, de még értelmezhető eredménnyel bíró V idősor. A V esetében a rossz eredményeket a 68 hiányzó mintapont magyarázhatja, míg az $\delta^{18}O$ és $\delta^{13}C$ idősorok jellemzően a diagenezisre való érzékenységük miatt zajosabb eredménnyel szolgálnak (Weedon 2005).

A szűrőzéshez a fentiek miatt a Ca és Si idősorok legjobb eredményt adó változatait használtam fel. A szűrőzött jelek jó egyezést mutatnak, azonban antifázisban vannak egymással, vagyis ahol az egyiknek minimuma van, ott a másiknak maximuma (24. ábra). Ezért a Ca jele esetében a minimumokhoz, míg a Si esetében a maximumokhoz illesztettem a 405 ezer éves ciklust. Ideális esetben az eredmény független attól, hogy minimumhoz vagy maximumhoz illesztjük-e a 405 ezer éves ciklust, kevésbé ideális esetben, a rossz illesztés mellett azonban kb. 20 ezer év eltérés tapasztalható a két eredmény között. Az illesztés következtében a kormodell a Ca jele alapján 2 901 455 évet ad a vizsgált rétegsor lerakódásának idejére, míg a Si jele ennél valamivel többet, 2 950 254 évet mutat. Ezen a két idősoron kívül a szűrőzés végrehajtható volt még a Fe, Ti, Mn, Y és $\delta^{18}O$ idősorokon, míg a többi vizsgált idősor túl zajos volt a megfelelő eredményhez. A Fe és a Ti jó egyezést mutat a Si-mal, míg a Mn, az Y és a $\delta^{18}O$ kiszűrt jele már kevésbé megbízható a zajosság miatt. A Mn talán a Ca-al, míg az Y és a $\delta^{18}O$ inkább a Si-al van fázisban. A legkevésbé megbízható Mn és Y idősor kivételével az összes idősor 2,9-3 millió éves lerakódási időt mutat, míg az előbbi kettő kb. 2,45-2,5 millió évre utal (3. táblázat).



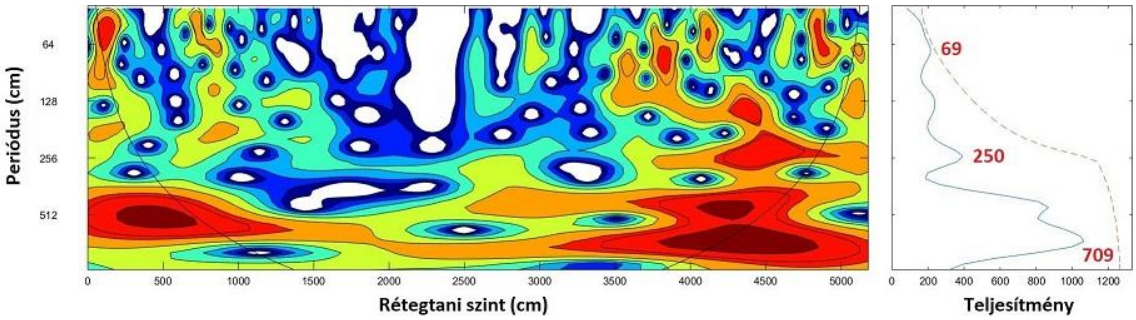
24. ábra A csővári Ca és Si idősorból kiszűrt 0,00133±0,00027 ciklus/cm frekvenciájú ciklus a Gauss-szűrő használatával. Jól látható, hogy a két jel antifázisban van, ahol az egyiknek maximuma, ott a másiknak minimuma található.

	Ca	Si	Fe	Ti	δ18O	Mn	Y
év:	2 901 455	2 950 254	3 008 864	2 906 471	2 815 074	2 503 152	2 441 571
év:	2 901 614	2 972 850	2 995 147	2 924 519	2 880 091	2 472 405	2 453 230

3. táblázat A csővári idősorok által kimutatott lerakódási idő. A legfelső sor háttérszíne a szűrőzés sikerességétől függ: sikeres (zöld), elfogadható (narancssárga), kevésbé sikeres (vörös). A lerakódási idők színe aszerint változik, hogy a 405 ezer éves ciklus maximumhoz (vörös), vagy minimumhoz (kék) lett-e illesztve.

Amennyiben a teljes 51,8 méter vastag rétegsor képződési ideje 2,9-3 millió év, úgy 17,26-17,86 m/M év, azaz 1,73-1,79 cm/E év átlagos üledékes ráta valószínűsíthető a vár-hegyi szelvényben. A rétegsor legalján az üledékes ráta mértéke vélhetően ennél kisebb, a Si és a Ca jelében szereplő legelső teljes ciklus hossza például egyaránt 680 cm. Ha ez 405 ezer év lerakódási időt képvisel, akkor az ennek megfelelő üledékes ráta 1,68 cm/E év. Ezzel szemben az utolsó teljes ciklus hossza mind a két jelben 760 cm, ami szintén 405 ezer évvel számolva 1,88 cm/E év üledékes rátát jelent. A spektrogramok alapján kimutatott üledékes ráta változási trendet alátámasztja a Si adatsora is. A rétegsor alsó szakaszán az egyes minimumok távolsága 6,2-6,4 m, majd ez nagyjából a rétegsor 25-32. métere körül eléri a 7,6-7,8 m-t és innen kissé visszacsökken 7,2-7,4 méterre.

A wavelet-analízis a csővári Si és Ca idősorokban egyaránt kimutatott egy 709 és egy 250 cm periódusú ciklust, valamint a Si esetében megjelent egy 69 cm periódusú ciklus is. Ezek a wavelet-analízis eredményének ″lebutított″, kevésbé pontos jellegét figyelembe véve jól megfeleltethetőek a korábban felismert ciklusoknak. A wavelet-analízis szintén mutatja a feltételezett hosszú excentricitáshoz tartozó frekvencia folyamatos csökkenését a rétegsor alsó szakaszán, valamint nem mutat egy hiátust sem a rétegsorban (25. ábra).



25. ábra A wavelet-analízis eredménye a csővári Si idősoron. Balra a spektrogram, jobbra a teljesítményspektrum látható. Az 500-700 cm periódus közötti sávon kb. 1900 cm-nél megfigyelhető az éles frekvenciaváltás. A kb. 2300 cm-nél fentről belógó fehér sáv az itt elhelyezkedő, megmintázatlan 59. réteg miatt jött létre. Amennyiben a rétegsorban lenne hiátus, egy ehhez hasonló, ám az egész spektrumot keresztülvágó fehér sáv jelenne meg.

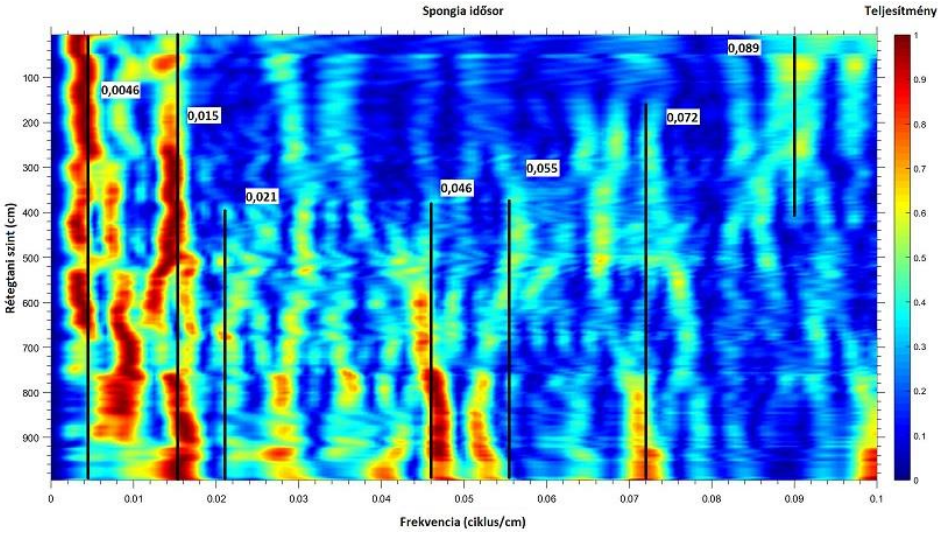
8.b) Tata, Kálvária-domb

A kálvárai-dombi idősorok eredményei összességében sokkal zajosabbak és nehezebben értelmezhetőek, mint a csővári idősorok eredményei. Hat frekvencia-tartomány különíthető el, melyeken belül az idősorok nagy részénél megfigyelhető valamilyen erősségű periodicitás. Igen változó, hogy melyik idősor milyen rétegtani szintben melyik periodicitást mutatja és azt az adott frekvencia-tartományon belül hova teszi. Ezt, a felismert frekvencia-tartományokat és ezeken belül a periodicitások legvalószínűbb helyét a 4. táblázat mutatja be. A legvalószínűbb frekvencia értékek megállapítása a teljesítményspektrumok, a spektrogramok és az F-tesztek eredményének alapos összevetése során történt. A legnagyobb frekvencia (0,069-0,074 ciklus/cm) esetében a pontos helyzetet nem lehetett meghatározni, csupán a frekvencia-tartományt sikerült szűkíteni. A legjobb eredménnyel a spongia, a crinoidea, az ostracoda és az ezek arányaiból alkotott idősorok szolgáltak.

Frekvencia-tartomány (ciklus/cm)	0,004-0,0052	0,012-0,016	0,019-0,023	0,042-0,047	0,052-0,057	0,067-0,074
Legvalószínűbb pozíció (ciklus/cm)	0,0046	0,015	0,021	0,046	0,055	0,069-0,074
Spongia						
Crinoidea						
Foraminfera						
Globochaete						
Ostracoda						
Gastropoda						
Spongia/crinoidea						
Spongia/globochaete						
Spongia/ostracoda						
Gastropoda/globochaete						

4. táblázat A kálvária-dombi idősorokban felismert periodicitások frekvencia-tartományai, valamint a periodicitásokhoz tartozó frekvenciák legvalószínűbb értékei a frekvencia-tartományokon belül. A színek a hat periodicitás megőrződését mutatják az adott idősorokban: jó (zöld cella), gyenge (narancssárga cella) egyáltalán nem őrződött meg (vörös cella).

A spektrogramokon a periodicitásokhoz tartozó sávok lefutása közelítően egyenes. Nem figyelhető meg arányokat megtartó frekvenciaeltolódás egyik irányba sem, ami az üledékes ráta stabilitására enged következtetni. Általános jelenség azonban a legtöbb idősorban, hogy az alsó 3-4 m-en az egyes periodicitások jele jóval gyengébb, mint a szelvény magasabb részén (26. ábra).



26. ábra A kálvária-dombi spongia idősor spektrogramja, rajta a felismert periodicitásokkal. Jól látható, hogy ugyan az egyes frekvenciákhoz tartozó sávok el-elmozdulnak, de lefutásuk nagyjából egyenes.

A Milanković-ciklusok azonosításához használt aránymódszer eredményeit az 5. táblázat foglalja össze. Az adott periodicitások periódusainak arányai és a Milanković-ciklusok triász-jura határ körüli periódusidejeinek arányai között jó az egyezés, ha a legnagyobb frekvenciájú (0,0046 ciklus/cm) ciklust feltételezzük a hosszú excentricitásnak. Ebben az esetben a 0,015 és 0,021 ciklus/cm frekvenciájú ciklusok megfeleltethetők a rövid excentricitás két domináns ciklusának, míg a 0,055 ciklus/cm frekvenciájú ciklus a domináns tengelyferdeségi ciklust jelentheti. A 0,046 és 0,069-0,074 ciklus/cm frekvenciájú periodicitások ebben az esetben a tengelyferdeség két kevésbé domináns ciklusának felelnek meg.

Frekvencia (ciklus/cm)	Periódus (cm)	év (kyr)	Milanković-ciklus (kyr)	Milanković-ciklus
0,0046	217,3913043	ha 405	405	hosszú excentricitás
0,015	66,66666667	124,2	124	rövid excentricitás
0,021	47,61904762	88,71429	95	rövid excentricitás
0,046	21,73913043	40,5	42	tengelyferdeség
0,055	18,18181818	33,87273	34	tengelyferdeség
0,069-0,074	14,5-13,5	27-25,15	26-25	tengelyferdeség

5. táblázat A kálvária-dombi periodicitások megfeleltetése a Milanković-ciklusnak az aránymódszer használatával.

A precessziós ciklust a Kálvária-dombon sem sikerült kimutatni. A tatai idősorok esetében a Nyquist-frekvencia értéke 0,1 ciklus/cm. Mivel a 21 ezer éves precessziós ciklusnak az aránymódszer szerint a 0,089 ciklus/cm frekvencia felelne meg, ezért ennek még látszódnia kéne a spektrumokon. Ennek ellenére csak néhány idősor (spongia, *Globochaete*, foraminifera, gastropoda/*Globochaete*) mutat ezen a frekvencián bármilyen erősségű jelet. Bár a jel tulajdonságai inkább háttérzajra utalnak, elképzelhető, hogy a 21 ezer éves precessziós ciklust jelöli. Ezzel szemben a 17 ezer éves precessziós ciklusnak a 0,11 ciklus/cm frekvencia felelne meg, ami a Nyquist-frekvencia miatt ebben az esetben kimutathatatlan. Bár az *aliasing* minimális hatását a tatai idősorokban az alkalmazott csatorna mintázás átlagoló hatása eltünteti, ám más szempontból a csatorna mintázás a precessziós ciklusok gyenge megőrződéséért is nagy mértékben felelős lehet.

A szűrőzéshez a 0,0046 ciklus/cm frekvenciájú periodicitást választottam, mely feltehetőleg a 405 ezer éves hosszú excentricitásnak felel meg. Mivel ez a ciklus egyik idősorban sem őrződött meg tökéletesen, ezért minden idősorra elvégeztem a szűrőzést. Attól függően, hogy az első csúcs minimum vagy maximum volt, ehhez illesztettem a 405 ezer éves ciklust. A lerakódási időt tekintve az idősorok 1,658 és 1,947 millió év között szórnak, az átlaguk 1 810 698 év (6. táblázat). A szűrőzés eredményén látható az is, hogy a spongia idősor és az ennek más ősmaradványokkal vett arányaiból képzett idősorok fázisban vannak egymással, az összes többi idősor azonban ezekkel antifázisban van. A becsült üledékes ráta értéke 1,658 millió évvel számolva 0,6 cm/E év, 1,947 millió évvel számolva pedig 0,513 cm/E év, vagyis nagyjából 0,5 és 0,6 cm/E év között mozog.

Gastropoda/globochaete	Spongia/ostracoda	Spongia/globochaete	Spongia/crinoidea	Spongia	Ostracoda	Globochaete	Gastropoda	Foraminfera	Crinoidea
1 935 000	1 773 360	1 846 047	1 674 900	1 667 795	1 806 446	1 947 035	1 911 288	1 658 023	1 887 085

6. táblázat A kálvária-dombi idősorokból kimutatott lerakódási idő (év). A táblázat felső sorában a háttérszín a ciklusok általános megőrződését jelöli: jó (zöld), tűrhető (narancssárga), gyenge (szürke). Az alsó sor háttérszíne a szűrőzés sikerességét tükrözi: sikeres (zöld), tűrhető (narancssárga), gyengén sikerült (szürke). Az alsó sorban a számok színe azt mutatja, hogy a 405 ezres ciklus maximumhoz (vörös), vagy minimumhoz (kék) lett-e illesztve.

A kálvária-dombi spongia idősor esetében is elvégeztem a wavelet-analízist, mely a spektrogramokhoz hasonló, zajos és némileg kaotikus eredményt adott (látható a mellékletben – M14.). A periodicitások frekvencia váltása itt sem figyelhető meg és a wavelet-analízis tanúsága szerint a vizsgált rétegsoron belül nincs kimutatható hiátus.

9) Diszkusszió

9.a) A csővári szelvény ciklusosságának magyarázata, a ciklussztratigráfiai és asztrokronológiai eredmények összehasonlítása más adatokkal

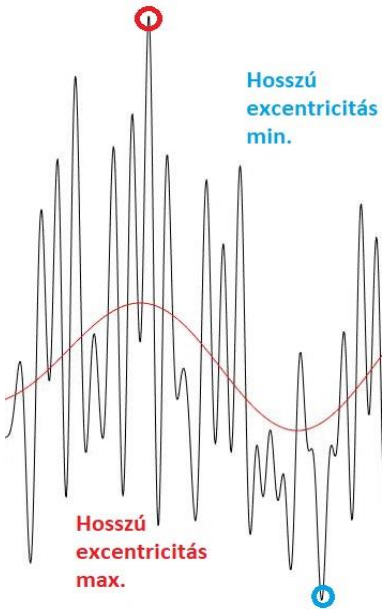
Ebben az alfejezetben a vár-hegyi szelvény ciklusosságának értelmezését mutatom be. A Milanković-ciklusok magyarázatára vázolt modellt összevetem egyéb, a szelvényből származó adatokkal, valamint a ciklussztatigráfiai eredményeket és az üledékes ráta becsült értékét összehasonlítom Haas és szerzőtársai (2010) eredményeivel. Az asztrokronológiai adatokat felhasználom a vár-hegyi kezdeti szénizotóp-anomália hosszának becslésére, valamint a triász-jura határ közelítésére. Ezeket az eredményeket szintén összevetem más szelvényekből származó eredményekkel, valamint a vár-hegyi szelvény egyéb adataival, biosztratigráfiájával. Végül javaslatot teszek a későbbiekben elvégezhető, az eredményeket tovább pontosító vizsgálatokra.

A csővári idősorok esetében magyarázatra szorul a rövid excentricitáshoz tartozó ~95 ezer éves ciklus hiánya. Különösen azért, mert a rövid excentricitás kevésbé domináns, ~124 ezer év periódusidővel bíró ciklusa jelen van a jelekben. Amennyiben a hosszú excentricitáshoz tartozó frekvenciának a 0,00133 ciklus/cm frekvenciát tekintjük, úgy a 95 ezer éves ciklusnak nagyjából a 0,0057 ciklus/cm frekvencián kéne megjelennie. Ezen a frekvencián található némi igen gyenge, szakadozott jel, de biztonsággal nem állítható, hogy ez valós ciklushoz tartozna. Erre a legvalószínűbb magyarázatot a rektifikáció jelensége adja. A rektifikáció a környezet egyes hatásokra vonatkozó nem lineáris válaszával jön létre a jelben (Weedon 2005). Ennek következtében a jel adott frekvencián nem az átlaga körül fog oszcillálni, hanem aszimmetrikussá válik. A rektifikáció hatására a mezozoikumi rétegsorokban nagyon gyakori, hogy vagy mind a kettő, vagy csak a 95 ezer éves rövid excentricitási ciklus elveszíti teljesítményét és ez az elveszített teljesítmény a rövid excentricitás által modulált precesszionál jelenik meg többletként. Ennek következtében a precesszió még egyértelműbben észlelhető, a rektifikáció által érintett rövid excentricitási ciklusok azonban láthatatlanná válnak.

Egenlőre még nem tisztázott, hogy a mezozoikumban mi okozhatja a rövid excentricitás esetében a környezet nem lineáris válaszát (Weedon 2005).

Az észlelt Milanković-ciklusok környezeti hatását a jelre, vagyis a Milanković-ciklusos jel létrejöttének környezeti okát legegyszerűbben a szezonalitás segítségével lehet megmagyarázni. A szezonalitás az excentricitás és a precesszió együttes hatásából jön létre (lásd 5.b) alfejezet). A szezonalitás két szélsőséges végpontja a minimális és maximális szezonalitás, vagyis nagyon leegyszerűsítve az ekkor uralkodó környezeti szélsőségek jellemzik a két egymással váltakozó állapotot. Minden más esetben ezek hatása arányosan gyengítve, együttesen jelentkezik. Átlagos szezonalitás idején fellépnek a maximális és minimális szezonalitást jellemző bélyegek is, de egyikük sem válik uralkodóvá, míg növekvő szezonalitás idején a szezonalitás maximumát jellemző bélyegek egyre hangsúlyosabbá válnak. A szezonalitás változását a legjobban a precessziós ciklus segítségével lehet nyomon követni (Laskar et al. 2004, Hinnov és Hilgen 2012, Martínez-Braceras et al. 2017).

A csővári idősorokban azonban a mintavételezés nem elégséges sűrűsége miatt a precesszió kimutathatatlan, így a magyarázathoz az excentricitás jelére kell hagyatkoznom. A rövid excentricitás a precesszió amplitúdóját befolyásolja. Excentricitási maximum alatt a precesszió jóval nagyobb, míg excentricitási minimum alatt jóval kisebb amplitúdóval oszcillál az átlaga körül. Normál esetben tehát az adatsor minimumának (szezonalitási minimum) és maximumának (szezonalitási maximum) is a rövid excentricitás maximuma alatt kellene bekövetkeznie (11. ábra). A Milanković-ciklusos jel azonban általában tartalmazza a hosszú excentricitási és tengelyferdeségi ciklust is, melyek bonyolítják a helyzetet. Ha valamennyi Milanković-ciklus jelét egymásra szuperponáljuk, akkor azt tapasztaljuk, hogy a hosszú excentricitás maximumai alatt inkább a pozitívabb, nagyobb szezonalitáshoz kapcsolható értékek dominálnak, míg a hosszú excentricitás minimuma alatt a negatívabb, kisebb szezonalitáshoz kapcsolható értékek válnak uralkodóvá. Az adatsor abszolút minimumai (legkisebb szezonalitás) szintén a hosszú excentricitás minimuma, abszolút maximumai (legnagyobb szezonalitás) pedig a hosszú excentricitás maximuma idején következnek be. Az egyesített jelen megfigyelhető az is, hogy a jelben bekövetkező változások sokkal nagyobb mértékűek hosszú excentricitási maximum alatt, a jel ezeken a szakaszokon sokkal nagyobb amplitúdóval rendelkezik. Ez a különbség különösen akkor válik szembetűnővé, ha egy hosszú excentricitási minimum alatti jel-szakasszal hasonlítjuk össze, ahol az amplitúdó a legkisebb (Laskar et al. 2004, Lanci et al. 2010) (27. ábra).



27. ábra A minden Milanković-ciklust magába foglaló La2004 csillagászati modell jele, rajta vörössel a belőle szűrűzhető hosszú excentricitás jelével. A jel az abszolút maximum értékeit a hosszú excentricitás maximuma, míg abszolút minimum értékeit a hosszú excentricitás minimuma alatt veszi fel.

Ezek a bélyegek jól megfigyelhetőek például a csővári Si (24. ábra), valamint a Fe, Ti és Y idősoron, melyek mind a detritális behordást jelző proxyk (Westphal et al. 2010, Li et al. 2019b). A Ca idősora azonban ezzel ellentétes helyeken jelzi a hosszú excentricitás minimumát és maximumát. Ennek oka az, hogy a Ca ebben az esetben egy ún. inverz-proxy, mely fordított módon reagál a különböző hatásokra. Jelen esetben el is várható, hogy a karbonáttermeléssel összekapcsolható Ca és a detritális elemek antifázisban legyenek egymással (Sinnesael et al. 2016). Abból is jól látható, hogy a Ca idősor hosszú excentricitási maximuma valójában excentricitási minimum, hogy a látszólagos excentricitási maximumnál kis amplitúdójú változások vannak jelen a jelben, míg a látszólagos excentricitási minimumnál ezek a kilengések sokkal nagyobbak (24. ábra).

A csővári idősorok esetében tehát a Milanković-ciklusok észlelésében a szárazföldi behordás és karbonáttermelés egymással ellentétes irányú, de együttes változása játszotta a legnagyobb szerepet. A szárazföldi behordás jelentőségét erősítik meg a detritális eredetű elemek adatsorai közti korrelációs együttható értékek is (7. táblázat). A korrelációs együttható két adatsor változásainak párhuzamosságát vizsgálja. Értéke -1 és 1 között változik. -1 és -0,7 között jó, de ellentétes irányú korrelációról beszélünk, míg 0,7-1 között jó, egyező irányú korreláció van az adatsorok között. Ha a korrelációs együttható értéke 0 közeli, a két adatsor korrelálatlan, vagyis nem párhuzamosan, egymástól függetlenül változnak. A vizsgált elemek között a korrelációs

együttható néhol eléri a 0,7-0,8-at, ami az adatsorok nagyfokú egymással párhuzamos változásaira utal. A röntgen-fluoreszcens vizsgálat során nyert elemadatsorok közül pedig szinte csak ezek között az elemek között tapasztalható 0,5 vagy annál nagyobb értékű együttható.

	Al	Si	K	Ti	Fe	Rb	Y	Zr
Al	1	0,755791	0,808924	0,658847	0,532079	0,762552	0,389305	0,489795
Si	0,755791	1	0,603078	0,422091	0,445735	0,498521	0,382603	0,31736
K	0,808924	0,603078	1	0,673758	0,486849	0,837647	0,323806	0,428907
Ti	0,658847	0,422091	0,673758	1	0,493872	0,614172	0,268244	0,329947
Fe	0,532079	0,445735	0,486849	0,493872	1	0,51679	0,23518	0,379056
Rb	0,762552	0,498521	0,837647	0,614172	0,51679	1	0,349263	0,430723
Y	0,389305	0,382603	0,323806	0,268244	0,23518	0,349263	1	0,199266
Zr	0,489795	0,31736	0,428907	0,329947	0,379056	0,430723	0,199266	1
Átlag:	0,674662	0,553147	0,645371	0,557616	0,511195	0,626209	0,393458	0,446882

7. táblázat A szárazföldi behordás proxyjaként viselkedő elemek egymáshoz viszonyított korrelációs együtthatói. A sárga háttérrel kiemelt elemek esetében volt elég adatpont ciklussztratigráfiai vizsgálathoz. Az alsó sorban az adott elem többi detritális eredetű elemhez viszonyított korrelációs együtthatóinak átlaga látható. A zöld háttér jó korrelációt, a narancssárga közepes, a vörös pedig gyenge korrelációt jelent.

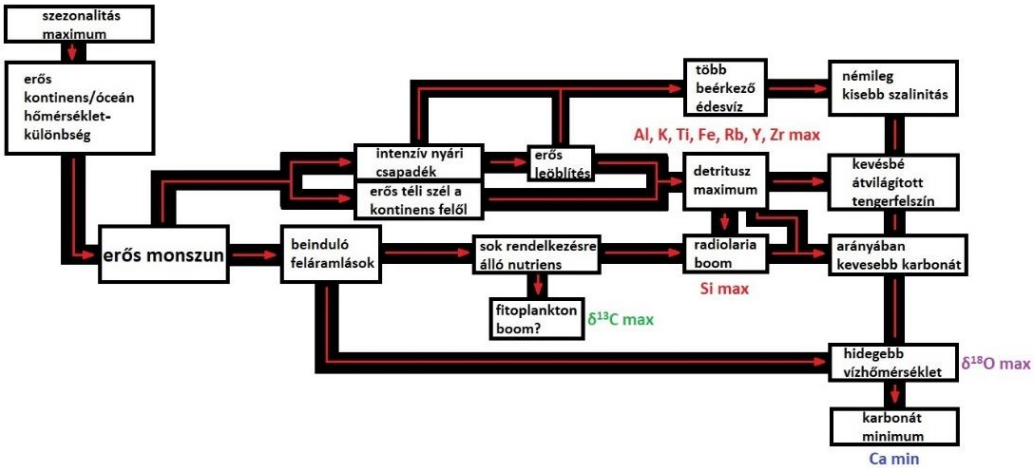
A Si esetében ugyanakkor ezek a korrelációs együttható értékek azt is jelentik, hogy a szárazföldi behordás vizsgálatára a vár-hegyi rétegsor esetében nem ez az elem a legalkalmasabb. A némileg kisebb együtthatók valószínűleg a kovavázú élőlények (pl. radiolaria) jelre gyakorolt hatásának és a későbbi diagenetikus folyamatoknak (pl. kovásodás) köszönhetőek, azonban például az Al-hoz viszonyított korrelációs együttható magas értéke azt jelzi, hogy a Si adatsor jelében ennek ellenére a behordás az uralkodó tényező. Elképzelhető az is, hogy a Si jelére más folyamatok is hatottak, de azok azonos fázisban voltak a többi detritális elem változásával. Tehát a Si adatsorból még így is biztonsággal kinyerhetőek a Milanković-ciklusok, csupán, ha az adathiány nem gátolta volna az Al, K vagy Rb adatsor vizsgálatát, azok minden bizonnyal kevésbé zajos és egyértelműbb eredményt adtak volna.

A Ca esetében ezekhez az elemekhez viszonyítva -0,5 - -0,7 körüli a korrelációs együttható értéke. Ez tovább erősíti azt a feltevést, hogy a Ca ellentétesen reagált a behordás változására. A Ca Si-hoz viszonyított együtthatója a várakozásnak megfelelően különösen magas (-0,83), ugyanis a szárazföldi eredetű elemek közül arányában egyértelműen a Si-ból van a legtöbb a csővári kőzetekben.

Az észlelt Milanković-ciklusok környezeti magyarázatát a fentiek értelmében, a szezonalitás maximuma és minimuma alatt fogom bemutatni. A szezonalitás maximuma alatt a kontinensek és az óceánok közötti hőmérséklet-különbség extrém értékeket érhet el, amely a Pangea létezése alatt amúgy is igen erős ún. megamonszun-rendszert még tovább erősítette (28. ábra) (Crowley és Baum 1992, Kutzbach 1994). Mivel ekkoriban

az egész Tethys-régió a monszun hatása alatt állt (Crowley és Baum 1992, Kutzbach 1994, Mutti és Weissert 1995, De Wever et al. 2014), ezért az erős monszun nyáron rengeteg csapadékot hozott, mely intenzíven leöblíthette a Haas és szerzőtársai (2010) által a Csővári-medence körül akkoriban feltételezett szigeteket, ugyanakkor télen a Pangea száraz belső részei felől fújó szél erősödött meg, mely a lefolyáshoz hasonlóan rengeteg detrituszt szállított a medencébe (Kutzbach 1994, Haas et al. 2010, Ruhl et al. 2010, Sinnesael et al. 2016, Budai et al. 2017). Az erős monszun ugyanakkor erős feláramlási rendszereket is gerjesztett az óceánokban, melyek nutriensekben gazdag, de hideg vizet hoztak a tengerfelszín közeli vízrétegbe (De Wever et al. 2014, Budai et al. 2017). A feláramlások és a szárazföldi behordás hatására bőségesen rendelkezésre álló nutriens és az elérhető Si a radiolariák felvirágzását vonta maga után (De Wever et al. 2014). A radiolaria felvirágzásból származó kova üledék és a szárazföldről behordott detritusz arányában passzívan is csökkenthette a karbonáttartalmat, azonban a karbonáttermelés aktívan is reagálhatott a hatásokra. Recens adatok alapján csupán a monszun csapadéka, a szárazföldi édesvíz lefolyás nélkül is, csökkentheti a tengervíz felszínközeli régiójának sótartalmát néhány ezrelékkel (Mutti és Weissert 1995, Shankar és Shetye 1999). Ez, a sok detritusz miatt kevésbé átvilágított víz és a feláramlások miatti hidegebb tengervíz hőmérséklet negatívan befolyásolhatta a karbonát-kiválasztást (Budai et al. 2017, Martínez-Braceras et al. 2017).

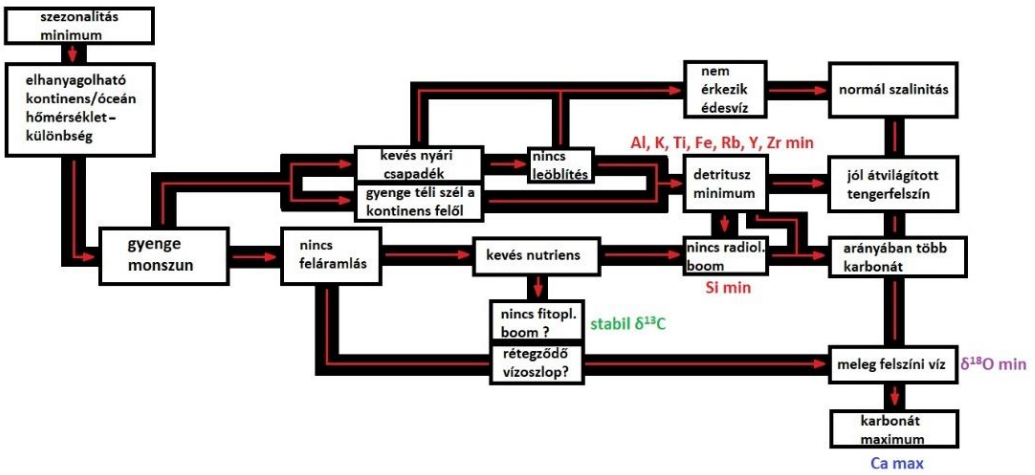
A szezonalitás maximumai által meghatározott periódusok tehát a Si és a detritális elemek maximumával esnek egybe, míg ezekben a periódusokban a kőzetek Ca-tartalma lecsökken. A szárazföldi elemek maximumai nagyjából egybe esnek a $\delta^{18}O$ maximumaival. Ez azt jelenti, hogy a $\delta^{18}O$ értékét negatívabb irányba elmozdító beérkező édesvíz elhanyagolható volt a feláramlás hatásához képest, mely hideg vizet szállított a tengerfelszín közeli régiókba, ez pedig pozitívabb $\delta^{18}O$ értékeket generált. Ez összhangban van azzal is, hogy ekkor a Csővári-medence nagy távolságokra helyezkedett el a nagy szárazföldektől, ahonnan nagy folyók érkezhettek volna be (Budai et al. 2017). Mindez ugyanakkor azt is jelenti, hogy a szárazföldi behordást elsősorban a téli szelek uralhatták.



28. ábra A szezonalitás maximuma alatt erősebb monszun-rendszer feltételezett hatásai a Csővári-medencére.

A szezonalitás minimuma alatt a klíma kiegyensúlyozottá vált, mely erősen legyengítette, esetleg rövid időre meg is szüntette a monszun-rendszert (29. ábra) (De Wever et al. 2014, Bonis et al. 2010b). Sem a leöblítés, sem pedig a szél által nem érkezett szárazföldi behordás, valamint a feláramlások sem indultak be (Kutzbach 1994). Ennek következtében elmaradt a radiolariák felvirágzása is (De Wever et al. 2014). A kevesebb kovás üledék és detritusz hatására a kőzetek fajlagos karbonáttartalma passzívan is megnőtt. Ezt erősítette a meleg, jól átvilágított és normál sótartalmú felszíni víz is, mely kedvezett a karbonátvázú szervezeteknek (Martínez-Braceras et al. 2017).

A szezonalitás minimumai által uralt periódusokban tehát a Si és a szárazföldi eredetű elemek minimuma, valamint a Ca maximuma figyelhető meg. Ezek a szakaszok nagyjából egybeesnek a $\delta^{18}O$ uralkodóan alacsony értékekkel bíró szakaszaival, mely a kiegyensúlyozottan meleg felszíni vízrétegnek köszönhető (Martínez-Braceras et al. 2017).



29. ábra A szezonalitás minimuma alatt jelentősen gyengébb monszun-rendszer feltételezett hatásai a Csővári-medencére.

A $\delta^{13}C$, a Mn és a V jele túl gyengén és zajosan mutatja a Milanković-ciklusokat, ami nagyon megnehezíti a fázisbeli összehasonlításukat más idősorokkal. Utóbbiak esetében ezt a túl kevés mintapont, míg a szénizotóp esetében a diagenezis, esetleg a szénkörforgásnak a KAMP vulkanizmusa által befolyásolt, a Milanković-ciklusoktól független működése okozhatja. A $\delta^{13}C$ talán szintén a szezonalitás maximuma alatt éri el legnagyobb értékeit, míg a Mn és a V fázis-kapcsolatai végleg meghatározhatatlanok. A $\delta^{13}C$ értékek megnövekedését esetleg az okozhatja, hogy a feláramlások ideje alatt bőségesen állt rendelkezésre nutriens, ami a fitoplankton felvirágzását is maga után vonhatta. A fitoplankton szervezetek a fotoszintézis során a könnyebb szénizotópot preferálják, ezt vonják ki a környezetükből, így a visszamaradó tengervíz a nehezebb szénben dúsul, ami tükröződik a karbonátvázú szervezetek vázában is (Kukert és Riebesell 1998). A Mn és a V redox érzékeny elemek, melyek reagálhattak a fenékvíz oxigén-ellátottságára. A szezonalitás minimuma alatt, mikor az áramlások leálltak, könnyen kialakulhatott rétegzett tengervíz, mely a fenéken kisebb oxigén-ellátottságot okozhatott. Természetesen ennek mértéke minden egyes szezonalitási minimum alatt különböző lehetett, sőt akár a tengervíz rétegződése időnként el is maradhatott, eleve gyengén megőrizve a Milanković-ciklusokat (Westphal et al. 2010, Martínez-Braceras et al. 2017).

A fentiek értelmében, amennyiben a szárazföldi behordás és a Si maximumát, valamint a Ca minimumát a hosszú excentricitás maximumához kapcsoljuk, megkaphatjuk, a rétegsorban hol következik be hosszú excentricitási maximum és minimum (8. táblázat).

Valószínűsíthető réteg	Ca		Si		Fe		Ti	
	min./max.(cm)	réteg	min./max. (cm)	réteg	min./max. (cm)	réteg	min./max. (cm)	réteg
1-3.	40	1	120	3	120	3	20	1
9-12.	380	9	460	12	440	12	340	9
18-22.	720	20	800	22	760	21	680	18
29.	1100	29	1100	29	1100	29	1000	27
33-38.	1460	38	1380	34	1460	38	1340	33
43-46.	1840	46	1720	44	1840	46	1700	43
55-59.	2200	59	2080	56	2200	59	2060	55
60-61.	2560	61	2480	60	2540	61	2460	60
70.	2900	70	2880	70	2860	70	2880	70
80.	3240	80	3260	80	3200	79	3280	80
87.	3600	87	3620	87	3540	86	3660	87
91.	3960	91	3980	91	3920	90	4020	92
102.	4340	102	4340	102	4260	101	4360	102
106-109.	4720	109	4720	109	4640	106	4700	108
117-120.	5100	120	5100	120	4980	117	5040	117

8. táblázat A négy legjobb idősor esetében megállapítható hosszú excentricitás maximumok és minimumok, mellettük pedig a hozzájuk kapcsolható réteg. A bal szélső oszlop az összesített eredményt mutatja.

A táblázat alapján jól látható, hogy az üledékes ráta stabilizálódása után (kb. 2500 cm) az egyes idősorok adatai is kevésbé szórnak. Ha ezeket az adatokat összevetjük Haas és Tardy-Filácz (2004) rétegleírásaival, a hosszú excentricitás maxima körül több helyen agyagosabb rétegek jelennek meg: 31., 52., 71. és 88. réteg. A további négy excentricitási maximumból három környékén (4.,101.,118-121. réteg) pedig tűzkőgumók vannak jelen, mely a kovavázú élőlények (pl. radiolariák) reakcióját tükrözheti. Erre utal az is, hogy a radiolariákban leggazdagabb 33 réteg közül 20 (1., 4-6., 17-20., 22., 31-32., 52., 59., 69., 72., 89., 104., 119., 122-123. réteg) ilyen pozícióban található.

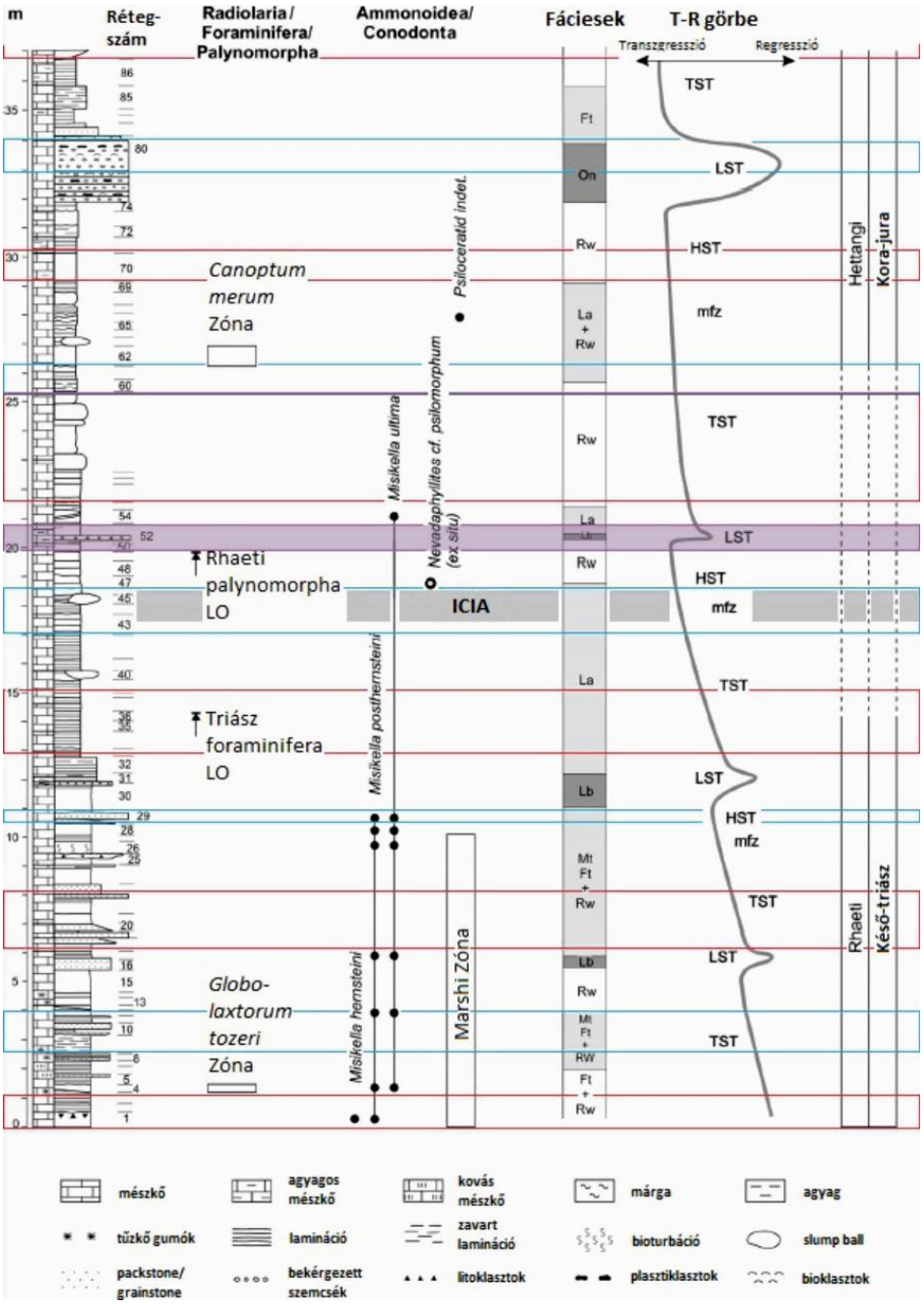
A ciklussztratigráfiai eredmények összehasonlíthatóak Haas és szerzőtársai (2010) szekvenciasztratigráfiai munkájával is (30. ábra). Jól látható, hogy az első 4 hosszú excentricitási maximum konzisztensen kb. a szekvenciák transzgresszív szakaszának legelején következik be, ezzel szemben a hosszú excentricitási minimumok szintén konzisztensen nagyjából a maximális elöntés szintje közelében jelennek meg. Ez a kapcsolat azonban közvetlenül a kezdeti szénizotóp-anomália után már kevésbé egyértelmű, később pedig a tengerszint változásai, valamint a hosszú excentricitás maximumai és minimumai végleg eltérnek egymástól. A kapcsolat elmosódását, zavarossá válását a triász-jura határ közelében bekövetkező határesemények (pl. globális felmelegedés) idézhették elő. Ezután előfordul, hogy a hosszú excentricitás minimuma a tengerszint leesésével kapcsolható össze, míg maximuma a maximális elöntés szintjének közelében jelenik meg.

A tengerszint és a Milanković-ciklusok közötti lineáris kapcsolat a triász és a jura idején nem is várható el feltétlenül. Bonis és szerzőtársai (2010b) szerint a triász-jura határon a tengerszint változásait bizonyítottan nem idézte elő sem a precesszió, sem pedig a rövid excentricitás. Ez érthető, hiszen valószínűleg a triász-jura határ környékén nem voltak sarki jégsapkák (Olsen és Kent 1996), bár egyes elképzelések szerint a Milanković-ciklusok más módokon is hathatnak a tengerszintre (ilyen pl. az akvifer-eusztázia) (Wendler et al. 2016).

Ennek ellenére azonban a Csővári-medencében a tengerszint változásai erősíthették a Milanković-ciklusok hatásait. A magas tengerszint ugyanis elősegíti a platformokról a karbonát medencébe mosódását, míg az alacsony tengerszint hátráltatja azt (Harris és Goldhammer 1987, Reijmer et al. 1994). Csőváron a hosszú excentricitási maximum a kezdeti szénizotóp-anomáliáig kb. egybeesik a még alacsonyabb tengerszintű szakasszal, ami tovább csökkenthette a Ca arányát a kőzetekben, míg a hosszú excentricitás minimuma a maximális elöntés szintjével esik egybe, ami még inkább

elősegíthette a karbonát bemosódását és így még tovább növelhette a Ca arányát. Ezzel szemben, a kezdeti szénizotóp-anomáliát követően az alacsony tengerszintnél bekövetkező hosszú excentricitási minimumkor (80. réteg) némileg kevesebb karbonát lenne várható, ami meg is látszik a Ca jelén. Ezt a szakaszt nem jellemzik olyan nagy maximumok. Hasonlóan a magas tengerszint idején bekövetkező hosszú excentricitási maximum (70. réteg) a vártnál több karbonáttal kellene, hogy együtt járjon, ez azonban nem látszik meg a Ca jelén. Ennek oka lehet az is, hogy a monszun magasabb tengerszint idején még erősebb (Griffiths et al. 2009), ami elnyomhatta ezt a hatást. Annyi bizonyos azonban, hogy a Milanković-ciklusok magyarázatára vázolt modell nagyon leegyszerűsített, ennél bonyolultabb kapcsolatrendszer lehetett az egyes környezeti tényezők és folyamatok között, így például a tengerszint változásainak, vagy a szomszédos platformok fejlődésének is biztosan nagyobb szerep jutott.

A triász-jura határ egyik fő asztrokronológiai kérdése a kezdeti szénizotóp-anomália hossza. Ennek meghatározásához Kovács (2019) legújabb szénizotópadatait használtam fel, ugyanis azok ugyanabból a mintasorból származnak, mint az itt közölt adatok. Kovács (2019) a kezdeti szénizotóp-anomáliát a rétegsorban 17-18,4 m közé teszi. Ugyanakkor igaz, hogy a szénizotóp értékek már 17 m-nél elkezdenek csökkenni, de az igazán markáns leugrás csak 17,4 m után jelenik meg. Ugyanígy az anomália másik végpontja is bizonytalan, ugyanis 18,4 m-nél véget érni látszik a kezdeti anomália, de 18 és 18,2 méterről nincs mintapont egy slump miatt. Így elképzelhető, hogy a szénizotóp értékek már korábban is elmozdultak pozitív irányba, csak azt a mintázás miatt nem látjuk. A teljesség kedvéért minden lehetséges kezdő- és végpont esetén megvizsgáltam a csővári kezdeti szénizotóp-anomália hosszát, a Ca és a Si adatsor eredményei alapján is (9. táblázat).



30. ábra A vár-hegyi szelvény alsó 37 métere. Rajta a rétegsor, a biosztratigráfia, a fáciesek és a fáciesek alapján meghatározott tengerszintváltozások, valamint a hosszú excentricitás minimumai és maximumai. A szürke sáv a kezdeti szénizotóp-anomália (ICIA) helyét és hosszát jelöli, míg a lila sáv a triász-jura határ ciklusztratigráfia által feltételezhető helyét mutatja meg (Haas és Tardy-Filácz 2004, Haas et al. 2010 és Kovács 2019 alapján).

Kezdeti szénizotó-anomália helye (m)	Ca	Si
	ezer év	ezer év
17-18	54,7	58
17-18,2	65,7	69,5
17-18,4	76,6	81
17,4-18	32,8	34,7
17,4-18,2	43,8	46,3
17,4-18,4	54,7	57

9. táblázat A csővári kezdeti szénizotóp-anomália lehetséges hossza különböző rétegtani helyzet mellett, a Ca és Si adatsor alapján.

A triász-jura határhoz kapcsolható kezdeti szénizotóp-anomália hosszára hasonló ciklussztratigráfiai adatok léteznek más szelvényekből. Ruhl és szerzőtársai (2010), valamint Whiteside és szerzőtársai (2010) 1-2 precessziós ciklust javasolnak (~21 és 42 ezer év), míg Deenen és szerzőtársai (2010), valamint Blackburn és szerzőtársai (2013) egy precessziós ciklust (~21 ezer év) tartanak valószínűnek. Bonis és szerzőtársai (2010) szintén ~20 ezer évet becsülnek, míg Yager és szerzőtársai (2017) vitatható pontosságú vizsgálatuk során 85±25 ezer évet mutattak ki. A 9. táblázatban bemutatott adatok alapján Csőváron a ~21 ezer éves időtartam valószínűtlen a kezdeti szénizotóp-anomáliára, azonban a ~42 ezer éves időtartammal jó az egyezés, amennyiben az anomália a 17,4-18,2 m-es szakaszon helyezkedik el. Ezzel szemben az anomália eredetileg feltételezett helyzete (17-18,4 m) mellett egy hosszabb időtartam adódik (~80 ezer év), mely inkább Yager és szerzőtársai (2017) eredményeivel egyezik.

A kezdeti szénizotóp-anomália pontos pozíciója azért is fontos, mert segítségével közelíthető a triász-jura határ helye a rétegsorban. Azonban sajnos ma még nincs teljes konszenzus azt illetően, hogy pontosan mennyi idő választja el a kezdeti szénizotóp-anomália kezdetét és a triász-jura határt. Deenen és szerzőtársai (2010) szerint a szénizotóp görbe erős negatív irányba való elmozdulása után nagyjából pontosan egy rövid excentricitási ciklussal később húzható meg a határ. Bár nem fejtették ki, hogy a rövid excentricitási ciklus 95 vagy 124 ezer éves ciklusáról van-e szó, mivel 100 ezer évvel számoltak, az előbbi valószínűsíthető. Ruhl és szerzőtársai (2010) ezzel szemben 140-160 ezer évvel az anomália kezdete utánra teszik a határt. Hüsing és szerzőtársai (2014), valamint Kent és szerzőtársai (2017) ezt az eredményt pontosították kb. 200 ezer évre. Weedon és szerzőtársai (2019), azonban vitatják Ruhl és szerzőtársai (2010), valamint így az utóbbi szerzők eredményeinek hitelességét, szerintük ugyanis olyan hibákat vétettek a ciklussztratigráfiai vizsgálat során, melyek ilyen rövid időtávra tekintve erősen befolyásolják a végeredményt. Blackburn és szerzőtársai (2013) módszertanilag összetett, radiometrikus korokat is felhasználó vizsgálat után 100±40 ezer évet becsülnek erre a szakaszra, míg Whiteside és szerzőtársai (2010) szintén ~100 ezer, maximum 130 ezer évet mondanak. Végül Yager és szerzőtársai (2017) pusztán radiometrikus korok alapján 260±80 ezer évet becsültek, ám esetükben többek között a szénizotóp görbe sem bizonyult megbízhatónak.

A pontos becslést nehezíti, hogy a ciklussztratigráfia apró hibák következtében is tévedhet akár 20-40 ezer évet, míg a radiometrikus korok hibája majdnem akkora, mint a teljes vizsgált időszak. Továbbá a triász-jura határ megvonása sem minden szelvényben

egyértelmű, hiszen a határt definiáló *Psiloceras spelae tirolicum* ammonitesz ritka, és első előfordulása között is lehet időkülönbség az egyes rétegsorokban. Továbbá, ahogy a vár-hegyi szelvény esetében is, sok esetben nehéz pontosan meghatározni a kezdeti szénizotóp-anomália kezdetének helyét a szénizotóp görbén. Egy mintapontnyi, vagy akár 10 cm tévedés pedig bizonyos rétegsorokban akár 10-20 ezer év tévedést von maga után.

Ennek ellenére mivel a legtöbb becslés nagyjából 100-130 ezer évet valószínűsít, a kellő fenntartások mellett, a ciklussztratigráfiai időkeret segítségével Csőváron is pontosabban meghatározható a triász-jura határ pozíciója. Az ehhez szükséges számításokat elvégeztem 17 és 17,4 m-nél kezdődő anomáliával, valamint 100 és 124 ezer éves köztes időtartammal is. A számítások során felhasználtam mind a Ca, mind pedig a Si idősor eredményeit (10. táblázat).

A csővári triász-jura határ helye ezek alapján az adatok alapján a 48-53. réteg közé tehető. Mivel Haas és szerzőtársai (2010) szerint a 49. rétegben még rhaeti palinomorfák találhatóak, így biosztratigráfiai alapon ez a tartomány még tovább szűkíthető az 50-53. rétegre. Ugyan efelől a tartomány felől, az 54. rétegből még előkerült egy *Misikella ultima* és egy *"Neohindeodella"* sp. conodonta, azonban ezek áthalmozottsága nem kizárható. A 74. rétegből előkerült *Neohindeodella detrei* conodonta jura korát ugyanakkor ezek az eredmények is megerősítik, amennyiben ez a példány nem áthalmozott (Kozur és Mock 1991, Pálfy et al. 2007a). Kb. 200 ezer éves köztes időtartammal, a legkonzervatívabb számítás szerint is (17,4 m magasan kezdődő anomáliával és a Ca idősorral) a határ legfölső lehetséges helyzete az 56. rétegnél húzható meg.

Összességében tehát a ciklussztratigráfia alapján az 50-53. réteg közötti szakaszon elhelyezkedő triász-jura határ lehetőségét a biosztratigráfia is támogatja (30. ábra). Ilyen helyzetű triász-jura határ esetén a Ca idősor alapján 1,08-1,1 millió, a Si idősor alapján pedig 1,19-1,215 millió év jut a vizsgált rétegsor triász szakaszára. Ennek értelmében a rétegsor jura szakaszára a Ca idősor eredményei alapján 1,79-1,81 millió év, a Si idősor eredményei alapján pedig 1,735-1,76 millió év jut (10. táblázat).

	Ca				Si			
	ha 17 m		ha 17,4 m		ha 17 m		ha 17,4 m	
	T-J hossza	TJB helye rétegtani szint	T-J hossza	TJB helye rétegtani szint	T-J hossza	TJB helye rétegtani szint	T-J hossza	TJB helye rétegtani szint
ha 100	1 063 688 év	18,8 m	1 085 580 év	19,3 m	1 166 756 év	18,7 m	1 192 100 év	19,1 m
kyr	1 837 767 év	48. réteg	1 815 875 év	50. réteg	1 783 498 év	48. réteg	1 758 154 év	49. réteg
ha 124	1 085 580 év	19,3 m	1 107 472 év	19,7 m	1 192 100 év	19,1 m	1 215 042 év	19, 5 m
kyr	1 815 875 év	50. réteg	1 793 983 év	53. réteg	1 758 154 év	49. réteg	1 735 212 év	52. réteg

10. táblázat A triász-jura határ helye (m és réteg) különböző kezdeti szénizotóp-anomália pozíciók és köztes időtartamok mellett. A feltételezett határpozícióktól minden esetben balra a rétegsor triász és jura szakaszának hossza látható adott határpozíció mellett.

Haas és szerzőtársai (2010) vastagság arányok alapján kb. 0,8 millió évet becsültek a rétegsor rhaeti szakaszára, valamint 2,5, később bizonytalanul a 400 ezer éves ciklushoz kapcsolt szekvenciát mutattak ki a rhaetin belül, ami kb. 1 millió évet jelent. Ez nagyjából egyezik az általam kimutatott 1,1-1,2 millió évvel. Haas és szerzőtársai (2010) a vár-hegyi szelvény egészére vonatkozó átlagos üledékes rátára is tettek becslést. Feltéve, hogy egy-egy általuk kimutatott szekvencia a slumpok nélkül 6-8 m vastag és egy-egy szekvencia hosszát időben 400 ezer évnek becsülték, 15-20 m/millió éves átlagos üledékes rátát számítottak. Ezt analógiák alapján támogatja, hogy egy hasonlóan kalciturbiditekkel jellemzett, középső-triász korú intraplatform-medencében pontos radiometrikus korolással Maurer (2003) 13,5 m/millió éves átlagos üledékes rátát mutatott ki. Az általam ciklussztratigráfiai módszerekkel meghatározott 17,3-17,9 m/millió éves átlagos üledékes ráta ezekkel az adatokkal jól egyezik.

A legelső jura emelet, a hettangi hosszát illetően élénk vita folyik. A legtöbben ~1,7-2 millió évet feltételeznek a hettangi hosszára. Ezek között vannak ciklussztratigráfiai és radiometrikus becslések is (pl. Schaltegger et al. 2008, Ruhl et al. 2010, Whiteside et al. 2010, Hüsing et al. 2014, Ruhl et al. 2016). Ugyanakkor vannak olyan eredmények is, melyek inkább hosszabb, kb. 3,1-4,6 millió éves időtartamot tartanak valószínűnek a hettangira (pl. Ogg 2004, Weedon et al. 2019). A legtöbb közelmúltbeli, friss becslés azonban inkább a rövidebb időtartammal ért egyet. Amennyiben ezt elfogadjuk, az egyben azt is jelenti, hogy a vár-hegyi szelvény a hettangi nagy részét, majdnem egészét tartalmazza. A legfelső rétegek még a feltételezett határt érintő minden lehetséges hibát figyelembe véve is legalább a hettangi felső részébe tartozhatnak.

Pálfy és Dosztály (2000) a vizsgált rétegsor tetejéről *Waehneroceras* ammonitesz példányt ismertettek, ami középső-hettangira utal, azonban Kovács és szerzőtársai (benyújtva) új példányokat (*Juraphyllitidae* gen. et. sp. indet. és *Schlotheimia* sp.)

közöltek innen, melyek késő-hettangi kort jeleznek. Ezek alapján tehát a vizsgált rétegsor tetejére vonatkozó késő-hettangi kort az ammonitesz biosztratigráfia is támogatja.

A vár-hegyi szelvény ciklussztratigráfiai eredményei a jövőben tovább pontosíthatóak, kiegészíthetőek. Elsősorban a Milanković-ciklusok biztosabb igazolásához egy megbízhatóbb kvantitatív módszer alkalmazására lenne szükség (pl. ASM vagy COCO módszer), másodsorban pedig sűrűbb mintázással várhatóan a precesszió is kimutathatóvá válna. A precesszió segítségével még több és pontosabb következtetést lehetne levonni az egykori környezetre vonatkozólag.

9.b) A tatai szelvény ciklusosságának magyarázata, a ciklussztratigráfiai és asztrokronológiai eredmények összehasonlítása más adatokkal

Ebben az alfejezetben értelmezem a kálvária-dombi szelvény ciklusosságát, valamint összehasonlítom a rétegsor lerakódásának idejére vonatkozó asztrokronológiai eredményeket a szelvény biosztratigráfiai adataival. Végül javaslatot teszek a későbbiekben elvégezhető, az eredményeket tovább pontosító vizsgálatokra.

A tatai idősorok jelében gyakori jelenség, hogy egyes ciklusok az alsó 3-4 méteren nem jelennek meg. Ennek oka az lehet, hogy az ökoszisztéma a triász-jura határhoz kapcsolódó események után még mindig nem állt teljesen helyre, esetleg az üledékképződés újraindulása idején még nem alakultak ki az ökoszisztéma ciklikus változásai teljes egészében. Az egyes ősmaradványok jelében bekövetkező további eltérések valószínűleg annak következtében jöttek létre, hogy az adott élőlények különböző mértékben és egymáshoz képest esetleg késve reagáltak a környezeti változásokra. Szintén hatással lehettek tafonómiai és diagenetikus folyamatok is, ám az, hogy háromfajta különböző vázanyaggal rendelkező (kalcit – pl. crinoidea, aragonit – pl. gastropoda és kova - spongia) élőlénycsoport is Milanković-ciklusos jelet mutat, kizárja ezeknek a folyamatoknak a nagy mértékű módosító hatását.

A ciklicitás magyarázatának megkönnyítése érdekében aránypárokat képeztem a különböző ősmaradványok gyakorisági adataiból, eltérő vázanyagú, vagy életmódú élőlények összevetésére. Bár reméltem, hogy ezek az aránypárok egyértelműbb ciklicitást fognak mutatni, az adatsorok antifázisa miatt ezekben az idősorokban a jel ciklicitása inkább gyengült, kioltódott. A Milanković-ciklusok magyarázata azonban így is lehetséges. A szivacsok idősora antifázisban áll minden más, karbonátvázú ősmaradvánnyal, ami azt mutatja, hogy a szivacsok minden hatásra ellenkezőleg

reagáltak, mint a többi vizsgált élőlény. Mivel a kálvária-dombi szivacsok kovaszivacsok (Hips Kinga, szóbeli közlés 2020), elsősorban a különböző vázanyag lehet az eltérő viselkedés magyarázata.

A Milanković-ciklusok értelmezését, a csővári szelvényhez hasonlóan, itt is a szezonalitás maximuma és minimuma alatt fogom bemutatni. Mivel a Kálvária-domb térben nem volt messze a Csővári-medencétől, várható, hogy a ciklusosságot ebben az esetben is a monszun okozta. Szezonalitási maximumkor a monszun itt is megerősödhetett és télen a szél bőségesen hozhatott szárazföldi eredetű szemcséket, velük pedig szilíciumot (Sinnesael et al. 2016), ami elengedhetetlen a kovaszivacsok vázának kiválasztásához. Emellett a monszun szél itt is beindíthatott feláramlásokat, melyek hideg, nutriensekben gazdag vizet hoztak. A hidegebb víz telítettebb kovára, de telítetlenebb karbonátra nézve, azaz megkönnyíti a vázkiválasztást a kovavázú szervezetek számára, de megnehezíti azt a karbonátvázúak részére. A permtől egészen a jura elejéig vannak arra példák a Panthalassza óceánból, hogy a hasonló feláramlási zónák kedveztek a kovaszivacsoknak és csökkentették számukra a versenyt más karbonátvázú bentosz szervezetekkel szemben. Amikor azonban ezek az áramlások leálltak, vagy gyengültek, a karbonátvázú szervezetek viszonylag hamar elkezdték kiszorítani a kovaszivacsokat (Beauchamp és Baud 2002, Schoepfer et al. 2012, Ikeda et al. 2017). Eltom és szerzőtársai (2017) például szaud-arábiai oxfordi korú üledékekben szezonális, monszun következtében beinduló feláramlásokhoz kapcsolódó megugrásokat mutattak ki a kovaszivacsok mennyiségében.

Ezek után érthető, hogy a szezonalitás minimumakor, a feláramlások leállása idején a karbonátvázú szervezetek mennyisége növekedett meg, míg a kovaszivacsok mennyisége csökkent. A kiegyensúlyozottan meleg tengervíz már a kalcium-karbonátra volt telítettebb, míg a kovára telítetlenebb, valamint ekkor a szárazföldről sem érkezett be szilícium utánpótlás (Beauchamp és Baud 2002). A kálvária-dombi Milanković-ciklusok mögött is valószínűleg ennél bonyolultabb kapcsolatrendszerek állnak, de ezek feltárására a kevés adat miatt nem volt lehetőségem.

A kovaszivacsok fontos szerepe a Kálvária-dombon külön érdekes annak tekintetében, hogy a jura legelején sok helyen, így például a New York-kanyonban, Marokkóban, illetve az Északi-Mészkőalpokban, a Pisznicei Mészkővel analóg Adnet Formációban is megfigyelhető a felszaporodásuk (Delecat és Reitner 2005, Wilmsen és Neuweiler 2008, Delecat et al. 2011, Ritterbush et al. 2016).

A rétegsor lerakódásának idejére vonatkozóan léteznek biosztratigráfiai becslések is, melyekkel összehasonlíthatóak az itt bemutatott eredmények. Ezek az adatok elsősorban ammoniteszekhez kötődnek. Szabó (1961) a Megastoma és Marmorea Zónákat mutatta ki a rétegsorból, valamint felismerte a legalsó jura ammonitesz zóna teljes hiányát. A Marmorea Zóna meglétét Géczy (in Fülöp 1975) is megerősítette, azonban a Megastoma Zóna meglétében nem volt biztos. Ennek ellenére valószínűsítette, hogy a rétegsor nagyjából a hettangi közepétől a legfelső hettangiig tart, esetleg a legfelső része átnyúlik a legalsó szinemuriba. Pálfy és szerzőtársai (1998) szintén igazolták a Megastoma és Marmorea Zónák meglétét, de egy némileg óvatosabb becslést tettek, miszerint a rétegsor a középső-hettangi felső részétől a felső-hettangi alsó részéig tartana. A legalsó hettangit jelző amonnitesz zóna meglétét ők is kizárták.

A ciklussztratigráfiai eredmények és a biosztratigráfiai adatok összehasonlítása előtt fontos tisztázni a hettangi hosszát, amit élénk vita övez. Ahogy a 9.a) alfejezetben tárgyaltam, a legtöbb szerző ~1,7-2 millió évet tart valószínűnek a jura legelső emeletének időtartamára.

Amennyiben tehát elfogadjuk, hogy a hettangi hossza nagyjából 1,7-2 millió év és a vizsgált rétegsor a középső-, valamint felső-hettangit foglalja magába, úgy összehasonlíthatóvá válik a lerakódási időre vonatkozó két eredmény. Ruhl és szerzőtársai (2010) szerint a hiányzó legalsó ammonitesz zóna hossza ~250 ezer év, vagyis a hettangi kérdéses szakasza kb. 1,45-1,75 millió év. Ez jól egyezik az általam kimutatott ~1,66-1,95, átlagosan 1,81 millió évvel. Összességében tehát a ciklussztratigráfiai eredmények is támogatják a biosztratigráfiai adatokat, miszerint a kálvária-dombi jura rétegsor alsó részéből csak nagyjából 200-300 ezer év hiányozna a határon bekövetkező hiátus mentén.

A jövőben a kálvária-dombi idősorokon is fontos lenne az ASM vagy a megfelelően működő COCO módszer lefuttatása. Ezentúl egy kicsivel sűrűbb (~4 cm-enkénti) mintázással itt is nagy valószínűséggel kimutatható lenne a precesszió. Más, pl. geokémiai klímaproxykkal pedig feltehetőleg még pontosabb eredményeket kaphatnánk a ciklusokról. Amennyiben a későbbiekben bármilyen nagy felbontású geokémiai vizsgálat készül ezen a rétegsoron, érdemes lenne annak eredményeit is összevetni a ciklussztratigráfia eredményeivel, ugyanis így többet megtudhatnánk az egykori ciklusos környezetváltozásokról.

10) Következtetések

A ciklussztratigráfiai vizsgálatok során mind a vár-hegyi, mind pedig a kálvária-dombi szelvényben sikerült kimutatni a terepi rétegtani megfigyelésekkel korábban nem észlelt Milanković-ciklusokat. A csővári elem- és izotóp-adatsorokban kimutattam a 405 ezer éves hosszú excentricitási, a 124 ezer éves rövid excentricitási és a 34 ezer éves tengelyferdeségi ciklusokat. Ezek közül a hosszú excentricitási ciklus egészen kb. a kezdeti szénizotóp-anomália szintjéig összeegyeztethető a korábbi szekvenciasztratigráfiai eredményekkel, később azonban a kettő kapcsolata folyamatosan gyengül és elmosódik. A tatai ősmaradvány-gyakorisági adatokból kimutattam a 405 ezer éves hosszú excentricitási, a 124 és 95 ezer éves rövid excentricitási, a 34 ezer éves tengelyferdeségi ciklusokat, valamint két kevésbé domináns tengelyferdeségi ciklust is. A ciklicitás elsődleges oka valószínűleg a Milanković-ciklusok ütemére erősödő és gyengülő monszun-rendszer volt.

A tatai idősorok az üledékes ráta stabilitásáról árulkodnak, míg Csőváron az adatok szerint kb. 25 méterig az üledékes ráta folyamatos növekedése figyelhető meg. Az üledékes ráta értéke kb. 21-25 méter között éri el maximumát, majd innen rövid idő alatt némileg csökken és a rétegsor végéig stabil marad. Csőváron az üledékes ráta átlagos értéke a ciklussztratigráfiai eredmények alapján 1,73-1,79 cm/ezer év, ami jó egyezést mutat a korábban a szelvényben becsült, illetve más hasonló környezetben keletkezett rétegsorok értékeivel. A Kálvária-dombon az átlagos üledékes ráta értéke ennél kisebb: ~0,5-0,6 cm/ezer év.

A wavelet-analízis sem a vár-hegyi szelvényben, sem pedig a Kálvária-dombon nem mutatott ki a mintaköznél (20, illetve 5 cm) nagyobb, jelentős rétegtani hiányt.

A vár-hegyi szelvényben a kezdeti szénizotóp-anomália pontos rétegtani terjedelmét nehéz egyértelműen megállapítani, ezért az asztrokronológiai számítások is szórnak 30-80 ezer év között. Mivel azonban az anomália hosszára vonatkozó, más szerzők által tett becslések is 20-80 ezer év között változnak, az eredmények így is összhangban vannak a más szelvények eredményeivel.

A csővári triász-jura határ pontosításához hozzájárulnak a ciklussztratigráfiai és asztrokronológiai eredmények, de egyéb tényezők miatt (mint pl. a kezdeti szénizotóp-anomália bizonytalan végpontjai, valamint az ellentmondó becslések az anomália és a határ közötti időtartamra) az általam kijelölt határ helyzetének pontossága megkérdőjelezhető. Ennek ellenére az 50-53. rétegnél nem mélyebben, illetve az 56.

rétegnél nem magasabban megvont határ helyzetét a csővári biosztratigráfiai adatok is támogatják.

A vár-hegyi szelvényben ezek alapján a triász rétegsor hossza időben 1,08-1,215 millió év, míg a jura rétegsor hossza 1,735-1,81 millió év. Összesen, az egész vizsgált rétegsor lerakódása ~2,9-3 millió évet vett igénybe. A vár-hegyi szelvény legfelső része az eredmények alapján, feltételezve, hogy a hettangi emelet hossza ~2 millió év, mindenképp késő-hettangi korú. Ezek az adatok és megállapítások jól egyeznek a korábbi és a legújabb biosztratigráfiai eredményekkel és egyéb becslésekkel.

A tatai Kálvária-domb alsó-jura rétegsorában a Pisznicei Mészkő Formáció legalsó, rétegzetlen 10 m-e a ciklussztratigráfiai eredmények szerint időben 1,66-1,95 millió évet, a különböző idősorok átlagát tekintve 1,81 millió évet képvisel. Amennyiben a hettangi emelet hossza valóban kb. 2 millió év, úgy a kálvária-dombi unkonformitás mentén pár százezer, kb. 2-300 ezer év üledékei hiányoznak a jura rétegsorból. Ez az időtartam jól egyezik a kora-hettangi hosszára vonatkozó becslésekkel, ami megerősíti a kálvária-dombi korábbi biosztratigráfiai eredményeket, miszerint az unkonformitás mentén a jura rétegsorból csak az alsó-hettangi hiányzik.

11) Összefoglalás

A diplomamunkámban a csővári vár-hegyi szelvényen, valamint a tatai Kálvária-domb nyugati udvarának alsó-jura szelvényén végeztem ciklussztratigráfiai vizsgálatot. A vizsgálathoz Csővár esetében kézi röntgen-floureszcens spektrométerrel állítottam elő elemadatsorokat, valamint korábbi $\delta^{13}C$ és $\delta^{18}O$ adatsorokkal dolgoztam. A Kálvária-domb esetében szintén korábbi, vékonycsiszolatos vizsgálat során megállapított ősmaradvány-gyakorisági adatokat használtam.

A dolgozatomban részletesen bemutattam a Föld pályaelem-változási ciklusait, vagyis a Milanković-ciklusokat, valamint azok hatását a környezetre. Ezen kívül ismertettem a ciklussztratigráfiai vizsgálat menetét és hátterét a legkorszerűbb felfogás szerint. Erre azért volt szükség, mert bár a ciklussztratigráfia az elmúlt nagyjából két évtized során óriási fejlődésen esett át és mára már egy megbízható, pontos és önálló módszerként tartják számon, sokan még mindig szkeptikusan viszonyulnak hozzá.

A ciklussztratigráfiai vizsgálat során sikerült kimutatnom a Milanković-ciklusokat mind a vár-hegyi, mind pedig a kálvária-dombi rétegsorban. Ezek az eredmények többek közt lehetővé tették a rétegsorok által reprezentált idő hosszának megállapítását (~2,9-3 M év, illetve ~1,66-1,95 M év), valamint az üledékes ráta

mértékének és változásainak meghatározását is (átlagosan 1,73-1,79 cm/E év, illetve 0,5-0,6 cm/E év). Emellett a kálvária-dombi szelvény esetében sikerült megbecsülnöm, hogy a rétegsor triász és jura része között található unkonformitás mentén nagyjából mennyi időnek megfelelő üledék hiányzik a jurából (~2-300 ezer év), valamint a vár-hegyi szelvény esetében sikerült egy bizonytalan, de jóval szűkebb becslést adnom a triász-jura határ feltételezhető pozíciójára (50-53. réteg, ~0,5 m). A csővári rétegsor esetében a sok rendelkezésre álló korábbi és általam előállított adatnak köszönhetően az eredmények összevethetőek más triász-jura határszelvények ciklussztratigráfiai eredményeivel, valamint egy részletes, de minden bizonnyal tovább pontosítható modell állítható fel a Milanković-ciklusok által befolyásolt éghajlati és környezeti változásokra az egykori Csővári-medence térségében. Ugyanerre a Kálvára-domb szempontjából csak korlátozottan volt lehetőség.

Végezetül elmondható, hogy mivel a precessziós ciklust rajtam kívül álló mintázási okok miatt egyik szelvényben sem tudtam kimutatni, a későbbiekben érdemes lehet sűríteni a mintázást a további vizsgálatokhoz, illetve az itt bemutatott módszer ígéretessége miatt érdemes azt további, hasonló rétegsorokon is alkalmazni.

12) Abstract

Cyclostratigraphic analysis was carried out in two Triassic-Jurassic boundary sections in Hungary: in the Vár-hegy section at Csővár and in the lowermost Jurassic part of the Kálvára-domb section at Tata. Both sites were located on the western shelf of the Neotethys ocean. The former Csővár basin was an intraplatform basin developed on the outer part of the Dachstein platform with continuous sedimentation, whereas the Kálvára-domb section records the drowning of this platform with an unconformity at the Triassic-Jurassic boundary.

To obtain time series data, hand-held XRF measurements were carried out on a total of 243 samples that were collected from the Vár-hegy section with uniform, 20 cm spacing. 34 elements were succesfully detected but only 11 of them yielded complete datasets suitable for cyclostratigraphy. Stable isotope data, previously obtained using the same sample suite, were also used. From the Kálvária-domb section, published abundance distribution data of fossil components, determined from thin sections, formed the basis of the time-series analysis.

The cyclostratigraphic analysis successfully detected the presence of Milankovitch-cycles and allowed to determine the time of deposition (~2,9-3 Myr at Csővár and 1,66-1,95 Myr at Tata), and the sedimentary rate and its changes both of the examined sections (in average 1,73-1,79 cm/kyr and 0,5-0,6 cm/kyr). These results also permit to estimate the duration of the basal Hettangian hiatus in the Kálvária-domb section (~2-300 kyr), and the length of the initial carbon isotope anomaly at Csővár (~30-80 kyr). In addition, they help to provide tighter constraints on the placement of Triassic-Jurassic boundary in the Vár-hegy section, with an uncertainty that is narrower than in previous studies. The results from Csővár can be compared with other Triassic-Jurassic boundary sections from the world and also help to construct a simplified environmental model to explain the cyclicity. Much less data is available for the Kálvária-domb section but the major environmental drivers of the Milankovitch cyclicity appear to be related to the monsoon system in both areas of the former Dachstein platform system.

Köszönetnyilvánítás

Ezúton szeretnék köszönetet mondani a témavezetőmnek, Dr. Pálfy Józsefnek a szakmai segítségért és észrevételeiért, valamint azért, hogy kijárta, a Miskolci Egyetemen végezhessem el a szükséges méréseket. Továbbá az általa rendelkezésemre bocsájtott szakirodalmak is nagy segítségemre voltak.

Köszönettel tartozom ezentúl Dr. Weiszburg Tamásnak, illetve Topa Boglárkának, amiért lehetővé tették, hogy a méréshez szükséges mintaelőkészítést az Ásványtani Tanszéken végezzem el. Külön köszönet illeti Rábl Erzsébetet, amiért napról napra lehetővé tette a mintaelőkészítés haladását, valamint amiért észrevételének köszönhetően jelentősen gyorsabbá vált a munkafolyamat, ami később, a járványhelyzet miatt különösen fontosnak bizonyult.

Hálával tartozom a Miskolci Egyetem munkatársainak is, elsősorban Móricz Ferencnek és Pecsmány Péternek, akik megtanítottak a használt műszer kezelésére. Emellett Móricz Ferencet külön köszönet illeti, amiért lehetővé tette, hogy még épphogy a járványhelyzet előtt be tudjam fejezni a mérést, valamint amiért vállalta a szállításomat a vasútállomás és az egyetem között.

Szeretnék ezentúl köszönetet mondani Kovács Emma Blankának, amiért rendelkezésemre bocsájtotta korábbi adatait és tanácsokkal látott el a mintaelőkészítést illetően, valamint Dr. Hips Kingának a kálvária-dombi kovaszivacsok meghatározásáért és Bosnakoff Mariannak a tatai adatok digitalizálásáért.

Köszönöm továbbá a Molnak, hogy a ″szakMOLgozat″ pályázat keretein belül anyagi támogatást ítélt meg a dolgozatom elkészítésének megsegítésére.

Végül óriási köszönettel tartozom Szabó Fanninak, amiért segített a mintaelőkészítés haladásában, illetve a Miskolcra utazás megszervezésében. Emellett végig hitt bennem és támogatott a nehéz időszakokban.

Irodalomjegyzék

ALROY, J. 2014: Accurate and precise estimates of origination and extinction rates. — *Paleobiology* **40/3,** 374–397.

BACON, K. L., BELCHER, C. M., HAWORTH, M. & MCELWAIN, J. C. 2013: Increased atmospheric SO2 detected from changes in leaf physiognomy across the Triassic–Jurassic boundary interval of East Greenland. — *PLOS one* **8/4,** e60614.

BAJNAI, D. 2015: *A gerecsei Bersek-hegy egy valangini (alsó-kréta) szelvényének multiparaméteres ciklussztratigráfiai vizsgálata*. — ELTE FFI Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest.

BAJNAI, D., PÁLFY, J., MARTINEZ, M., PRICE, G. D., NYERGES, A. & FŐZY, I. 2017: Multi-proxy record of orbital-scale changes in climate and sedimentation during the Weissert Event in the Valanginian Bersek Marl Formation (Gerecse Mts., Hungary). — *Cretaceous Research* **75,** 45-60.

BALOG, A., HAAS, J., READ, F. & CORUH, C. 1997: Shallow marine record of orbitally forced cyclicity in a Late Triassic carbonate platform, Hungary. — *Journal of Sedimentary Research* **67/4**, 661-675.

BALOGH, K. 1981: Correlation of the Hungarian Triassic. — *Acta Geologica Hungarica* **24/1,** 3–48.

BARBACKA, M., PACYNA, G., KOCSIS, Á. T., JARZYNKA, A., ZIAJA, J. & BODOR, E. 2017: Changes in terrestrial floras at the Triassic-Jurassic Boundary in Europe. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **480,** 80–93.

BEAUCHAMP, B. & BAUD, A. 2002: Growth and demise of Permian biogenic chert along northwest Pangea: evidence for end-Permian collapse of thermohaline circulation. — *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* **184**, 37-63.

BEAUVAIS, L. 1984: Evolution and diversification of Jurassic Scleractinia. — *Palaeontographica Americana* **54,** 219-224.

BEERLING, D. J. & BERNER, R. A. 2002: Biogeochemical constraints on the Triassic-Jurassic boundary carbon cycle event. — *Global Biogeochemical Cycles* **16/3,** 10–36.

BENKŐ, K. & FODOR, L. 2002: Csővár környékének szerkezetföldtana (Structural geology near Csővár, Hungary). — *Földtani Közlöny* **132/2,** 223-246.

BENTON, M. J. 1993: *The Fossil Record 2*. — Chapman & Hall, London.

BERGER, A. & LOUTRE, M. F. 1991: Insolation values for the climate of the last 10 million years. — *Quaternary Science Reviews* **10,** 297–317.

BERGER, A. & LOUTRE, M. F. 1994: Precession, Eccentricity, Obliquity, Insolation and Paleoclimates. — In: DUPLESSY, J.-C. & SPYRIDAKIS, M.-T. (Eds.): *Long-term Climatic Variations, NATO ASI Series* **Vol. 22.,** Springer Berlin Heidelberg.

BLACKBURN, T. J., OLSEN, P. E., BOWRING, S. A., MCLEAN, N. M., KENT, D. V., PUFFER, J., MCHONE, G., RASBURY, E. T. & ET-TOUHAMI, M. 2013: Zircon U-Pb Geochronology Links the End-Triassic Extinction with the Central Atlantic Magmatic Province. — *Science* **340,** 941-945.

BLOOMFIELD, P. 1976: *Fourier Analysis of Time Series: an Introduction.* — Wiley, London.

BONIS, N. R. & KÜRSCHNER, W. M. 2016: Vegetation history, diversity patterns, and climate change across the Triassic/Jurassic boundary. — *Paleobiology* **38/2,** 240-264.

BONIS, N.R., KÜRSCHNER, W.M. & KRYSTYN, L. 2009. A detailed palynological study of the Triassic–Jurassic transition in key sections of the Eiberg Basin (Northern Calcareous Alps, Austria). — *Review of Palaeobotany and Palynology* **156,** 376–400.

BONIS, N. R., RUHL, M. & KÜRSCHNER, W. M. 2010a: Climate change driven black shale deposition during the end-Triassic in the western Tethys. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **290/1,** 151-159.

BONIS, N. R., RUHL, M. & KÜRSCHNER, W. M. 2010b: Milankovitch-scale palynological turnover across the Triassic-Jurassic transition at St. Audrie's Bay, SW UK. — *Journal of the Geological Society* **167,** 877-888.

BÖHM, F., EBLI, O., KRYSTYN, L., LOBITZER, H., RAKÚS, M. & SIBLÍK, M. 1999: Fauna, stratigraphy and depositional environment of the Hettangian-Sinemurian (Early Jurassic) of Adnet (Salzburg, Österreich). — *Abhandlungen der geologischen Bundesanstalt* **56/2,** 143–271.

BRADLEY, R. 2011: High-resolution paleoclimatology. — In: HUGHES, M.K., SWETNAM, T.W., DIAZ, H.F. (Eds.): *Dendroclimatology. Developments in Paleoenvironmental Research*. Springer, pp. 3‑15.

BRUSATTE, S. L., BENTON, M. J., RUTA, M. & LLOYD, G. T. 2008: Superiority, competition, and opportunism in the evolutionary radiation of dinosaurs. — *Science* **321/5895,** 1485-1488.

BUDAI, T., FODOR, L., SZTANÓ, O., KERCSMÁR, ZS., CSÁSZÁR, G., CSILLAG, G., GÁL, N., KELE, S., KISZELY, M., SELMECZI, I., BABINSZKI, E., THAMÓNÉ BOZSÓ, E. & LANTOS, Z. 2018: *A Gerecse hegység földtana. Magyarázó a Gerecse hegység földtani térképéhez (1:50 000).* — Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat (Hungarian Mining and Geological Survey), Budapest, pp. 490.

BUDAI, T., HAAS, J., VÖRÖS, A. & MOLNÁR, ZS. 2017: Influence of upwelling on the sedimentation and biota of the segmented margin of the western Neotethys: a case study from the Middle Triassic of the Balaton Highland (Hungary). — *Facies* **63:22**.

CIRILLI, S. 2010: Upper Triassic-lowermost Jurassic palynology and palynostratigraphy: A review. — In: LUCAS, S. G. (Ed.): *The Triassic timescale.* Geological Society, London, Special Publications **334,** The Geological Society Publishing House, Bath, 285–314.

COHEN, A. S. & COE, A. L. 2007: The impact of the Central Atlantic Magmatic Province on climate and on the Sr- and Os-isotope evolution of seawater. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **244/1–4,** 374–390.

CROWLEY, T. J. & BAUM, S. K. 1992: Milankovitch fluctuations on supercontinents. — *Geophysical Research Letters* **19/8,** 793-796.

D'ARGENIO, B., FISCHER, A. G., SILVA, I. P., WEISSERT, H. & FERRERI, V. 2004: *Cyclostratigraphy: approaches and case histories.* — SEPM, Tulsa.

DAVIES, J. H. F. L., MARZOLI, A., BERTRAND, H., YOUBI, N., ERNESTO, M. & SCHALTEGGER, U. 2017: End-Triassic mass extinction started by intrusive CAMP activity. — *Nature Communications* **8,** 15596.

DEENEN, M. H. L., RUHL, M., BONIS, N. R., KRIJGSMAN, W., KUERSCHNER, W. M., REITSMA, M. & VAN BERGEN, M. J. 2010: A new chronology for the end-Triassic mass extinction. — *Earth and Planetary Science Letters* **291/1,** 113-125.

DELECAT, S., ARP, G. & REITNER, J. 2011: Aftermath of the Triassic–Jurassic Boundary Crisis: Spiculite Formation on Drowned Triassic Steinplatte Reef-Slope by

Communities of Hexactinellid Sponges (Northern Calcareous Alps, Austria). — In: *Advances in Stromatolite Geobiology*. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 355-390.

DELECAT, S. & REITNER, J. 2005: Sponge communities from the Lower Liassic of Adnet (Northern Calcareous Alps, Austria). — *Facies* **51,** 385-404.

DETRE, CS. 1969: A Csővár-Nézsai triászrögök őslénytani vizsgálatának legújabb eredményei. — *Őslénytani Viták* **11,** 9-17.

DETRE, CS. 1970: Őslénytani és üledékföldtani vizsgálatok a Csővár, Nézsa és Keszeg környéki triász rögökön. — *Földtani Közlöny* **100,** 173-184.

DETRE, CS. 1971: Néhány új ősmaradvány a csővári alsókarni rétegekből. — In: *Földt. Int. Évi Jel. 1969-ről*. Budapest, pp. 447-452.

DETRE, CS. 1979: A Duna-balparti triász rögök rétegtani helyzete. — In: *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1979 évről*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, pp. 81-86.

DETRE, CS. 1993: A triász/jura határ biosztratigráfiai bizonyítékai a csővári mezozoos rögben. — In: KNAUER, J. (Ed.): *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1992-1993/II.* Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, pp. 23-26.

DETRE, CS., DOSZTÁLY, L. & HERMANN, V. 1988: A csővári felső-nóri, sevati fauna (The Upper Norian (Sevatian) fauna of Csővár). — In: *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1986 évről*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, pp. 53-67.

DE WEVER P., O'DOGHERTY, L., GORIČAN, Š. 2014: Monsoon as a cause of radiolarite in the Tethyan realm. — *C. R. Geoscience* **346,** 287-297.

DE WINTER, N. J., SINNESAEL, M., MAKARONA C., VANSTEENBERGE, S. & CLAEYS, P. 2017: Trace element analyses of carbonates using portable and micro-X-ray fluorescence: performance and optimization of measurement parameters and strategies. — *J. Anal. At. Spectrom.* **32,** 1211.

DULAI, A. 1998: A Pisznicei Mészkő hettangi és kora-sinemuri (kora-jura) brachiopoda faunája a Keleti-Gerecsében és a tatai Kálvária-dombon (Hettangian and Early Sinemurian (Early Jurassic) brachiopod fauna of the Pisznice Limestone in the eastern Gerecse Mts. and in the Kálvária Hill at Tata). — *Földtani Közlöny* **128/2-3,** 237-263.

EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A. 1991: Cycles and events instratigraphy – basic concepts and terms. — In: EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A. (Eds.): *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer, London, pp. 1-19.

ELTOM, H. A., RANKEY, E. C., HASIOTIS, S. T., GONZALEZ, L. A. & CANTRELL, D. A. 2017: Impact of upwelling on heterozoan, biosiliceous, and organic-rich deposits: Jurassic (Oxfordian) Hanifa Formation, Saudi Arabia. — *Journal of Sedimentary Research* **87,** 1235-1258.

FISCHER, A.G. 1964: Lofer cyclothems of the alpine Trias. — *Kansas Geological Survey Bulletin* **14,** 351-376.

FISCHER, A. G., DE BOER, P. L. & PREMOLI SILVA, I. 1990: Cyclostratigraphy. — In: GINSBURG, R. N. & BEAUDOIN B. (Eds.): *Cretaceous, Resources, Events and Rhytms*. Kluwer, Dordrecht, pp. 72-139.

FOGARASI, A. 1995: Ciklussztratigráfiai vizsgálatok a gerecsei krétában: előzetes eredmények. — *Általános Földtani Szemle* **27,** 43–58.

FOWELL, S. J., CORNET, B. & OLSEN, P. E. 1994: Geologically rapid Late Triassic extinctions: Palynological evidence from the Newark Supergroup. — In: KLEIN, G. D

(Ed.): *Pangea: Paleoclimate, tectonics, and sedimentation during accretion, zenith, and breakup of a supercontinent.* Geological Society of America Special Paper **288,** Geological Society of America, Boulder, Colorado, 197–206.

FŐZY, I. 2012: *Magyarország litosztratigráfiai alapegységei. Jura.* — Magyarhoni Földtani Társulat, Budapest, pp. 37-41.

FÜLÖP, J. 1954: A tatai mezozoos alaphegységrög földtani vizsgálata. — *Földtani Közlöny* **84/4,** 309-325.

FÜLÖP, J. 1975: Tatai mezozóos alaphegység-rögök. — *Geologica Hungarica Series Geologica* **16,** 1-225.

GAWLICK, H.-J., FRISCH, W., VECSEI, A., STEIGER, T. & BÖHM, F. 1999: The change from rifting to thrusting in the Northern Calcareous Alps as recorded in Jurassic sediments. — *Geologische Rundschau* **87/4,** 644–657.

GILBERT, G.K. 1895: Sedimentary measurement of Cretaceous time. — *The Journal of Geology* **3,** 121–127.

GOLDHAMMER, R. K., DUNN, P. A. & HARDIE, L. A. 1990: Depositional cycles, composite sea-level changes, cycle stacking patterns and the hierarchy of stratigraphic forcing: examples from Alpine Triassic platform carbonates. — *Geol. Soc. Am. Bull.* **102,** 535-597.

GÖTZ, A. E., RUCKWIED, K., PÁLFY, J. & HAAS, J. 2009: Palynological evidence of synchronous changes within the terrestrial and marine realm at the Triassic/Jurassic boundary (Csővár section, Hungary). — *Review of Palaeobotany and Palynology* **156/3–4,** 401–409.

GRIFFITHS, M. L., DRYSDALE, R. N., GAGAN, M. K., ZHAO, J.-X., AYLIFFE, L. K., HELLSTROM, J. C., HANTORO, W. S., FRISIA S., FENG, Y.-X., CARTWRIGHT, I., ST. PIERRE, E., FISCHER, M. J. & SUWARGADI, B. W. 2009: Increasing Australian–Indonesian monsoon rainfall linked to early Holocene sea-level rise. — *Nature Geoscience* **2,** 636-639.

GUEX, J., SCHOENE, B., BARTOLINI, A., SPANGENBERG, J., SCHALTEGGER, U., O'DOGHERTY, L., TAYLOR, D., BUCHER, H. & ATUDOREI, V. 2012: Geochronological constraints on post-extinction recovery of the ammonoids and carbon cycle perturbations during the Early Jurassic. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **346-347,** 1-11.

GYŐRI O. 2014: *Paleofluidum-áramlási események nyomozása dunántúli-középhegységi mezozoos karbonátokban.* — PhD értekezés, ELTE, Budapest, 147+XXI pp.

HAAS J. 1995: Az Északi Gerecse felsőtriász karbonát platform képződményei. — *Földtani Közlöny* **125,** 259–293.

HAAS, J., 2002: Origin and evolution of Late Triassic platform carbonates in the Transdanubian Range (Hungary). — *Geologica Carpathica* **53,** 159–178.

HAAS, J., BUDAI, T., 1999: Triassic sequence stratigraphy of the Transdanubian Range (Hungary). — *Geologica Carpathica* **50,** 459–475.

HAAS, J. , GÖTZ, A. E. & PÁLFY, J. 2010: Late Triassic to Early Jurassic palaeogeography and eustatic history in the NW Tethyan realm: New insights from sedimentary and organic facies of the Csővár Basin (Hungary). — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **291,** 456-468.

HAAS, J., GYŐRI, O., KOCSIS, T. Á., LANTOS, Z. & PÁLFY J. 2018: A triász és a jura időszak határán lezajlott globális krízis és annak nyomai magyarországi rétegsorokban. — *Földtani Közlöny* **148/1,** 9-26.

HAAS, J. & HÁMOR, G. 2001: Geological garden in the neighborhood of Budapest, Hungary. — *Episodes* **24/4,** 257-261.

HAAS, J., JOVANOVIĆ, D., GÖRÖG, Á., SUDAR, M. N., JÓZSA, S., OZSVÁRT, P. & PELIKÁN, P. 2019: Upper Triassic–Middle Jurassic resedimented toe-of-slope and hemipelagic basin deposits in the Dinaridic Ophiolite Belt, Zlatar Mountain, SW Serbia. — *Facies* **65/2,** 23.

HAAS, J., KORPÁS, L., TÖRÖK, Á., DOSZTÁLY, L., GÓCZÁN, F., HÁMOR-VIDÓ, M., ORAVECZ-SCHEFFER, A., TARDI-FILÁCZ, E. 2000: Felső-triász medence- és lejtőfáciesek a Budai-hegységben a Vérhalom téri fúrás vizsgálatának tükrében (Upper Triassic basin and slope facies in the Buda Mts. based on study of core drilling Vérhalom tér, Budapest). — *Földtani Közlöny* **130,** 371–421.

HAAS, J., KOVÁCS, L. Ó. & TARDI-FILÁCZ, E. 1994: Orbitally forced cyclical changes in the quantity of calcareous and siliceous microfossils in an Upper Jurassic to Lower Cretaceous pelagic basin succession, Bakony Mountains, Hungary. — *Sedimentology* **41/4,** 643.

HAAS, J. & TARDY-FILÁCZ, E. 2004: Facies changes in the Triassic–Jurassic boundary interval in an intraplatform basin succession at Csővár (Transdanubian Range, Hungary). — *Sedimentary Geology* **168,** 19-48.

HAAS, J., TARDI-FILÁCZ, E., ORAVECZ-SCHEFFER, A., GÓCZÁN, F., DOSZTÁLY, L. 1997: Stratigraphy and sedimentology of an Upper Triassic toe-of-slope and basin succession at Csővár. — *Acta Geologica Hungarica* **40,** 111–177.

HALLAM, A. 1986: Origin of minor limestone-shale cycles: Climatically induced or diagenetic? — *Geology* **14/7,** 609-612.

HALLAM, A. & WIGNALL, P. B. 1999: Mass extinctions and sea-level changes. — *Earth-Science Reviews* **48,** 217–250.

HARANGI, SZ., SZAKMÁNY, GY., JÓZSA, S., LUKÁCS, R. & SÁGI, T. 2013: *Magmás kőzetek és folyamatok - gyakorlati ismeretek magmás kőzetek vizsgálatához. TÁMOP-4.1. 2. A/1-11/1-2011-0073.* — Eötvös Loránd Tudományegyetem, internetes jegyzetek, p. 353.

HARRIS, T. M. 1937: The fossil flora of Scoresby Sound East Greenland. Part 5: Stratigraphic relations of the plant beds. — *Meddelelser om Groenland* **112/2,** 1–112.

HARRIS, T.M. & GOLDHAMMER R. 1987: Platform/foreslope facies and buildup geometry resulting from short-term and long-term eustatic sea level fluctuations: latemar buildup (Middle Triassic), Dolomites, northern Italy. — *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* **71:5**.

HAUTMANN, M. 2004: Effect of end-Triassic CO2 maximum on carbonate sedimentation and marine mass extinction. — *Facies* **50,** 257–261.

HAYS, J.D., IMBRIE, J., SHACKLETON, N.J. 1976: Variations in the Earth's orbit: Pacemaker of the ice ages. — *Science* **194,** 1121-1132.

HESSELBO, S. P., ROBINSON, S. A., SURLYK, F. & PIASECKI, S. 2002: Terrestrial and marine mass extinction at the Triassic–Jurassic boundary synchronized with major carbon-cycle perturbation: A link to initiation of massive volcanism? — *Geology* **30/3,** 251–254.

HILLEBRANDT, A. V., KRYSTYN, L., KÜRSCHNER, W. M., BONIS, N. R., RUHL, M., RICHOZ, S., SCHOBBEN, M. A. N., URLICHS, M., BOWN, P. R., KMENT, K., MCROBERTS, C. A., SIMMS, M. & TOMAŠOVÝCH, A. 2013: The Global Stratotype Sections and Point (GSSP) for the base of the Jurassic System at Kuhjoch (Karwendel Mountains, Northern Calcareous Alps, Tyrol, Austria). — *Episodes* **36/3,** 162-198.

HINNOV, L. A. 2013: Cyclostratigraphy and its revolutionizing applications in the earth and planetary sciences. — *Bulletin of the Geological Society of America* **125/11-12,** 1703-1734.

HINNOV, L. A. & HILGEN, F. J. 2012: Cyclostratigraphy and Astrochronology. — In: GRADSTEIN, F. M., OGG, J. G., SCHMITZ, M. D. & OGG, G. M. (Eds.): *The Geologic Time Scale 2012.* – Elsevier, Amsterdam, pp. 731-791.

HÜSING, S. K., BENIEST, A., VAN DER BOON, A., ABELS, H. A., DEENEN, M. H. L., RUHL, M. & KRIJGSMAN, W. 2014: Astronomically-calibrated magnetostratigraphy of the Lower Jurassic marine successions at St. Audrie's Bay and East Quantoxhead (Hettangian–Sinemurian; Somerset, UK). – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **403,** 43-56.

IKEDA, M., TADA, R. & OZAKI, K. 2017: Astronomical pacing of the global silica cycle recorded in Mesozoic bedded cherts. — *Nature Communications* **8/1,** 1-9.

IMBRIE, J., IMBRIE, K. P. 1979: *Ice Ages: Solving the Mystery*. — Macmillan, London, p. 224.

IMBRIE, J., HAYS, J. D., MARTINSON, D. G., MCINTYRE, A., MIX, A. C., MORLEY, J. J., PISIAS, N. G., PRELL, W. L. & SHACKLETON, N. J. 1984: The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}O$ record. — In: BERGER, A. L., IMBRIE, J., HAYS, J., KUKLA, G., SALTZMAN, B. (Eds.): *Milankovitch and Climate, Part I.* — D. Riedel, Dordrecht, pp. 269-305.

KARÁDI, V., CAU, A., MAZZA, M. & RIGO, M. 2020: The last phase of conodont evolution during the Late Triassic: Integrating biostratigraphic and phylogenetic approaches. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **549,** 109-144.

KARÁDI, V., KOZUR, H. W. & GÖRÖG, Á. 2013: Stratigraphically important lower Norian conodonts from the Csővár borehole (Csv-1), Hungary – comparison with the conodont succession of the Norian GSSP candidate Pizzo Mondello (Sicily, Italy). – *The Triassic system* **61,** 284-295.

KENT, D.V., OLSEN, P.E. 2008: Early Jurassic magnetostratigraphy and paleolatitudes from the Hartford continental rift basin (eastern North America): testing for polarity bias and abrupt polar wander in association with the Central Atlantic Magmatic Province. — *J. Geophys. Res.* **113,** B06105.

KENT, D.V., OLSEN, P.E., MUTTONI, G. 2017: Astrochronostratigraphic polarity time scale (APTS) for the Late Triassic and Early Jurassic from continental sediments and correlation with standard marine stages. — *Earth-Science Reviews* **166,** 153-180.

KIESSLING, W. & ABERHAN, M. 2007: Environmental determinants of marine benthic biodiversity dynamics through Triassic-Jurassic time. — *Paleobiology* **33/3,** 414-434.

KOCH, N. 1909: A tatai Kálváriadomb földtani viszonyai. — *Földtani Közlöny* **39/3-4,** 255-275.

KOCSIS, T. Á., SÁGHI, K. & PÁLFY, J. 2015: A Paleobiology Database szerepe a modern őslénytani kutatásban. — *Földtani Közlöny* **145/1,** 85–98.

KORTE, C. & KOZUR, H. W. 2011: Bio- and chemostratigraphic assessment of carbon isotope records across the Triassic–Jurassic boundary at Csővár quarry (Hungary) and Kendlbachgraben (Austria) and implications for global correlations. — *Bulletin of the Geological Society of Denmark* **59,** 101–115.

KORTE, C., RUHL, M., PÁLFY, J., ULLMANN, C. V. & HESSELBO, S. P. 2019: Chemostratigraphy across the Triassic–Jurassic boundary. — In: A. N. Sial, C. Gaucher, M. Ramkumar & V. P. Ferreira (Eds.): *Chemostratigraphy Across Major Chronological Boundaries*. AGU Geophysical Monograph Series, pp. 185-210.

KOVÁCS, E. B. 2019: *Geochemical analysis of the Triassic-Jurassic boundary section at Csővár*. — MSc Thesis, ELTE FFI Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest.

KOVÁCS, S. 1983: A Magyarországi Conodonta-vizsgálatok eddigi eredményei (a Bükki triász kivételével). — *Őslénytani Viták* **30,** 73-102.

KOVÁCS, E. B., RUHL, M., DEMÉNY, A., FÓRIZS, I., HEGYI, I., HORVÁTH-KOSTKA, ZS. R., MÓRICZ, F., VALLNER, ZS. & PÁLFY, J. (benyújtva): Mercury anomalies and carbon isotope excursions in a western Tethyan section support the link between CAMP volcanism and the end-Triassic extinction. — *Global and Planetary Change*.

KOVÁCS, S., SZEDERKÉNYI, T., HAAS, J., BUDA, G., CSÁSZÁR, G., NAGYMAROSY, A. 2000: Tectonostratigraphic terranes in the pre-Neogene basement of the Hungarian part of the Pannonian area. — *Acta Geol. Hung.* **43,** 225–328.

KOZUR, H. 1993: First evidence of Liassic in the vicinity of Csővár (Hungary), and its paleogeographic and paleotectonic significance. — *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* **136/1,** 89-98.

KOZUR, H. & MOCK, R. 1991: New Middle Carnian and Rhaetian conodonts from Hungary and the Alps. Stratigraphic importance and tectonic implications for the Buda Mountains and adjacent areas. — *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* **134/2,** 271-297.

KOZUR, H. & MOSTLER, H. 1973: Mikrofaunistische Unterschuchungen der Triasschollen im Raume Csővár, Ungarn. — *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt* **1973/2,** 291-325.

KÖPPEN, W., WEGENER, A. 1924: *Die Klimate der geologischen Vorzeit.* — Bornträger, Berlin, p. 256.

KUKERT, H. & RIEBESELL, U. 1998: Phytoplankton carbon isotope fractionation during a diatom spring bloom in a Norwegian fjord. — *Mar. Ecol. Prog. Ser.* **173,** 127-137.

KUTZBACH, J. E. 1994: Idealized Pangean climates: sensitivity to orbital change. — In: KLEIN, G.D. (Ed.): *Pangea: Paleoclimate, Tectonics, and Sedimentation during Accretion, Zenith, and Breakup of a Supercontinent*. Boulder, Colorado, 288, pp. 41–55.

LANCI, L., MUTTONI & G., ERBA, E. 2010: Astronomical tuning of the Cenomanian Scaglia Bianca Formation at Furlo, Italy. — *Earth and Planetary Science Letters* **292,** 231-237.

LANTOS Z. 2004: *Liász neptuni telérek és átülepített medenceüledékek nyomában: karbonátszedimentológiai esettanulmányok.* — PhD értekezés, ELTE, Budapest, 141 + XI p.

LASKAR, J., FIENGA, A., GASTINEAU, M., MANCHE, H. 2011: La2010: A new orbital solution for the long term motion of the Earth. — *Astronomy and Astrophysics* **532**.

LASKAR, J., ROBUTEL, P., JOUTEL, J., GASTINEAU, M., CORREIA, A.C.M., LEVRARD, B. 2004: A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. — *Astronomy and Astrophysics* **428,** 261-285.

LEES, J. M. & PARK, J. 1995: Multi-taper spectral analysis: a stand-alone C-subroutine. — *Comput. Geosci.* **21,** 199-236.

LI, M., HINNOV, L. A. & KUMP, L. 2019a: Acycle: Time-series analysis software for paleoclimate research and education. — *Computers & Geosciences* **127,** 12-22.

LI, M., HUANG, C., OGG, J., ZHANG, Y., HINNOV, L., WU, H., CHEN, Z.-Q. & ZOU, Z. 2019b: Paleoclimate proxies for cyclostratigraphy: Comparative analysis using a Lower Triassic marine section in South China. — *Earth-Science Reviews* **189,** 125-146.

MANN, M. E. & LEES, J. 1996: Robust estimation of background noise and signal detection in climatic time series. — *Clim. Change* **33,** 409-454.

MARTÍNEZ-BRACERAS, N., PAYROS, A., MINIATI, F., AROSTEGI, J., FRANCESCHETTI, G. & REIJMER, J. 2017: Contrasting environmental effects of astronomically driven climate change on three Eocene hemipelagic successions from the Basque-Cantabrian Basin. — *Sedimentology* **64/4,** 960-986.

MARZOLI, A., RENNE, P. R., PICCIRILLO, E. M., ERNESTO, M., BELLIENI, G. & DE MIN, A. 1999: Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. — *Science* **284/5414,** 616–618.

MAURER, F. 2003: *Bedding rhythms in Triassic basins of the Southern Alps*. — PhD Thesis, Vrije Universiteit, Amsterdam.

MCELWAIN, J. C., BEERLING, D. J. & WOODWARD, F. I. 1999: Fossil Plants and Global Warming at the Triassic-Jurassic Boundary. — *Science* **285/5432,** 1386-1390.

MCELWAIN, J. C., WAGNER, P. J. & HESSELBO, S. P. 2009: Fossil plant relative abundances indicate sudden loss of Late Triassic biodiversity in East Greenland. — *Science* **324/5934,** 1554–1556.

MEYERS, S. R. 2012: Seeing red in cyclic stratigraphy: Spectral noise estimation for astrochronology. — *Paleoceanography* **27/3**, 1‑12.

MEYERS, S. R. & SAGEMAN, B. B. 2007: Quantification of deep-time orbital forcing by average spectral misfit. — *American Journal of Science* **307/5,** 773‑792.

MILANKOVIĆ, M. 1941: *Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem.* — Royal Serbian Academy, Section of Mathematical and Natural Sciences, Belgrade, p. 633.

MINDSZENTY A. 1992: *Diagenezistörténeti vizsgálatok a tatai Kálvária-domb felső-triász szelvényében.* — Kutatási jelentés, Budapest. Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár: VBK.1558, p. 20.

MOSTLER, H., SCHEURING, B. & URLICHS, M. 1978: Zur Mega-, Mikrofauna und Mikroflora der Koessener Schichten (alpine Obertrias): von Weissloferbach in Tirol unter besonderer Berüsichtigung in der suessi–und marshi–Zone auftretenden conodonten. — *Österreiche Akademie der Wissenschaft, Schriftenreihe Erduissenschäfftlichen Kommunicationen* **4,** 141-174.

MUTTI, M. & WEISSERT, H. 1995: Triassic monsoonal climate and its signature in Ladinian-Carnian carbonate platforms (Southern Alps, Italy). — *Journal of Sedimentary Research* **B65/3,** 357-367.

MÜLLER, T., PRICE, G. D., BAJNAI, D., NYERGES, A., KESJÁR, D., RAUCSIK, B., VARGA, A., JUDIK, K., FEKETE, J., MAY, Z. & PÁLFY, J. 2017: New multiproxy record of the Jenkyns Event (also known as the Toarcian Oceanic Anoxic Event) from the Mecsek Mountains (Hungary): Differences, duration and drivers. — *Sedimentology* **64/1,** 66-86.

NOSZKY, J. 1934: A Dunabalparti hegyrögök környezetének geológiai viszonyai. — In: *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése az 1936-1938. évről*. Budapest, pp. 473-503.

NOSZKY, J. 1942: Kiegészítő adatok a Keszeg és Nézsa közti terület triász-képződményeinek rétegtanához. — In: *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése az 1936-1938. évről.* Budapest, pp. 804-809.

OGG, J. G. 2004: The Jurassic Period. — In: GRADSTEIN, F. M., OGG, J. G., SMITH, A. G. (Eds.): *A Geological Time Scale 2004.* Cambridge University Press, Cambridge, pp. 307-350.

OLSEN, P.E., KENT, D.V. 1996: Milankovitch climate forcing in the tropics of Pangea during the Late Triassic. — *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **122,** 1–26.

OLSEN, P.E., KENT, D.V. 1999: Long-period Milankovitch cycles from the Late Triassic and Early Jurassic of eastern North America and their implications for the calibration of the Early Mesozoic time-scale and the long-term behaviour of the planets. — *Philos. Trans. R. Soc. Lond. Ser.* **A 357,** 1761–1786.

ORAVECZ, J. 1963: A Dunántúli Középhegység felsőtriász képződményeinek rétegtani-és fácieskérdései. — *Földtani Közlöny* **93/1,** 63-73.

OZSVÁRT, P. & CARTER, E. S. 2005: Radiolarian faunal change across the Triassic-Jurassic boundary in the Csővár section, Northern Hungary. — In: *5th Field Workshop of IGCP 458 Project (Triassic-Jurassic Boundary Events).* Tata, pp. 20-21.

PÁLFY, J., DEMÉNY, A., HAAS, J., CARTER, E. S., GÖRÖG, Á., HALÁSZ, D., ORAVECZ-SCHEFFER, A., HETÉNYI, M., MÁRTON, E., ORCHARD, M. J., OZSVÁRT, P., VETŐ, I. & ZAJZON, N. 2007a: Triassic-Jurassic boundary events inferred from integrated stratigraphy of the Csővár section, Hungary. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **244/1-4,** 11-33.

PÁLFY, J., DEMÉNY, A., HAAS, J., HETÉNYI, M., ORCHARD, M. & VETŐ, I. 2001: Carbon isotope anomaly and other geochemical changes at the Triassic-Jurassic boundary from a marine section in Hungary. — *Geology* **29/11,** 1047-1050.

PÁLFY, J. & DOSZTÁLY, L. 2000: A new marine Triassic-Jurassic boundary section in Hungary. — In: HALL, R.L., SMITH, P.L. (Eds.): *Advances in Jurassic Research 2000*. Trans Tech, Zürich, pp. 173–179.

PÁLFY, J., DULAI, A., SZENTE, I. 1998: *Tata, Kálvária-domb. Rhaeti (felső triász) Dachsteini Mészkő és hettangi (alsó jura) Pisznicei Mészkő.* - Program, Előadáskivonatok, Kirándulásvezető, 1. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, 1998. május 8-9., Tata, 16-18.

PÁLFY, J., DULAI, A., SZENTE, I. 2007b: Kálvária-dombi kőfejtő nyugati udvara. — In: PÁLFY, J. & PAZONYI P. (Eds.): *Őslénytani kirándulások Magyarországon és Erdélyben.* Hantken Kiadó, Budapest, pp. 41-45.

PÁLFY, J. & HAAS, J. 2007: Csővár. Pokol-völgyi kőfejtő és a Vár-hegy déli oldala. — In: PÁLFY, J. & PAZONYI P. (Eds.): *Őslénytani kirándulások Magyarországon és Erdélyben.* Hantken Kiadó, Budapest, pp. 20-27.

PÁLFY, J. & HAAS, J. 2012: Csővári Mészkő Formáció. — In: Főzy, I. (Ed.): *Magyarország litosztratigráfiai alapegységei. Jura.* Magyarhoni Földtani Társulat, Budapest, pp. 34-36.

PÁLFY, J. & KOCSIS, T. 2014: Volcanism of the Central Atlantic magmatic province as the trigger of environmental and biotic changes around the Triassic–Jurassic boundary. — *Geological Society of America Special Paper* **505,** 245-261.

PÁLFY, J., MORTENSEN, J. K., CARTER, E. S., SMITH, P. L., FRIEDMAN, R. M. & TIPPER, H. W. 2000: Timing the end-Triassic mass extinction: First on land, then in the sea? — *Geology* **28/1,** 39–42.

PÁLFY, J. & ZAJZON, N. 2012: Environmental changes across the Triassic-Jurassic boundary and coeval volcanism inferred from elemental geochemistry and mineralogy in the Kendlbachgraben section (Northern Calcareous Alps, Austria). — *Earth and Planetary Science Letters* **335,** 121-134.

PERCIVAL, D. B. & WALDEN, A. T. 1993: *Spectral Analysis for Physical Applications. Multitaper and Conventional Univariate Techniques.* — Cambridge University Press, Cambridge, pp. 1-583.

PERCIVAL, L. M. E., RUHL, M., HESSELBO, S. P., JENKYNS, H. C., MATHER, T. A. & WHITESIDE, J. H. 2017: Mercury evidence for pulsed volcanism during the end-Triassic mass extinction. — *Proceedings of the National Academy of Sciences* **114/30,** 7929-7934.

PICOTTI, V. & COBIANCHI, M. 1996: Jurassic periplatform sequences of the Eastern Lombardian Basin (Southern Alps): The deep-sea record of the tectonic evolution, growth and demise history of a carbonate platform. — *Memorie di Scienze Geologiche (Padova)* **48,** 171–219.

PRESS, W. H., TEUKOLSKY, S. A., VETTERLING, W. T. & FLANNERY, B. P. 1992: *Numerical Recipes, the Art of Scientific Computing.* — Cambridge University Press, Cambridge, pp. 1-963.

PRIESTLEY, M.B. 1981: *Spectral Analysis and Time Series.* — Academic Press, London, pp. 1-890.

QUYE-SAWYER, J., VANDEGINSTE, V. & KIMBERLEY, J. J. 2015: Application of handheld energy-dispersive X-ray fluorescence spectrometry to carbonate studies: opportunities and challenges. — *J. Anal. At. Spectrom.* **30,** 1490.

RAUP, D. M. & SEPKOSKI, J. J., Jr. 1982: Mass extinctions in the marine fossil record. — *Science* **215,** 1501–1503.

REIJMER, J. J. G., SPRENGER, A., TEN KATE, W. G. H. Z., SCHLAGER, W., KRYSTYN, L. 1994: Periodicites in the composition of Late Triassic calciturbidites (Eastern Alps, Austria). — In: DE BOER, P. L. & SMITH, D.G. (Eds.): *Orbital Forcing and Cyclic Sequences: IAS Special Publication* **19**, pp. 323–343.

REZESSY, A. 1998: A Pisznicei Mészkő ciklussztratigráfiai vizsgálata gerecsei szelvényeken. — *Földtani Közlöny* **128/2-3,** 297-320.

RITTERBUSH, K. A., IBARRA, Y. & TACKETT, L. S. 2016: Post-extinction biofacies of the first carbonate ramp of the Early Jurassic (Sinemurian) in NE Panthalassa (New York Canyon, Nevada, USA). — *Palaios* **31/4,** 141-160.

RUHL, M., DEENEN, M. H. L., ABELS, H. A., BONIS, N. R., KRIJGSMAN, W., KÜRSCHNER, W. M. 2010: Astronomical constraints on the duration of the early Jurassic Hettangian stage and recovery rates following the end-Triassic mass extinction

(St Audrie's Bay/East Quantoxhead, UK). — *Earth and Planetary Science Letters* **295/1-2,** 262-276.

RUHL, M., HESSELBO, S. P., HINNOV, L., JENKYNS, H. C., XU, W., RIDING, J. B., STORM, M., MINISINI, D., ULLMANN, C. V. & LENG, M. J. 2016: Astronomical constraints on the duration of the Early Jurassic Pliensbachian Stage and global climatic fluctuations. — *Earth and Planetary Science Letters* **455,** 149-165.

SAKER-CLARK, M., KEMP, D. B. & COE, A. L. 2019: Portable X-Ray Fluorescence Spectroscopy as a Tool for Cyclostratigraphy. — *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **20,** 2531-2541.

SCHALLER, M. F., WRIGHT, J. D. & KENT, D. V. 2011: Atmospheric pCO2 perturbations associated with the Central Atlantic Magmatic Province. — *Science* **331/6023,** 1404–1409.

SCHALTEGGER, U., GUEX, J., BARTOLINI, A., SCHOENE, B. & OVTCHAROVA, M. 2008: Precise U–Pb age constraints for end-Triassic mass extinction, its correlation to volcanism and Hettangian post-extinction recovery. — *Earth Planet. Sci. Lett.* **267/1-2,** 266-275.

SCHOEPFER, S. D., HENDERSON, C. M., GARRISON, G. H. & P. D. WARD 2012: Cessation of a productive coastal upwelling system in the Panthalassic Ocean at the Permian–Triassic Boundary. — *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* **313-314,** 181-188.

SCHWARZACHER, W. 1947: *Über die sedimentäre Rhythmik des Dachsteinkalkes von Lofer*. — Verhandlung der Geologische Bundesanhalt, Wien 1947, 175-188.

SCHWARZACHER, W. 1954: Die Grossrhytmik des Dachsteinkalkes von Lofer. — *Tschermaks Mineralogische und Petrograpfische Mitteilungen* **4,** 44-54.

SCHWARZACHER, W. 1975: *Sedimentation Models and Quantitative Stratigraphy.* — Elsevier, Amsterdam, pp. 1-382.

SEPKOSKI, J. J. 1996: Patterns of Phanerozoic Extinction: a Perspective from Global Data Bases. — In: O. H. Walliser (Ed.): *Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic: Results of the International Interdisciplinary Cooperation in the IGCP-Project 216 "Global Biological Events in Earth History"*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 35-51.

SHA, J., OLSEN, P. E., PAN, Y., XU, D., WANG, Y., ZHANG, X., YAO, X. & VAJDA, V. 2015: Triassic–Jurassic climate in continental high-latitude Asia was dominated by obliquity-paced variations (Junggar Basin, Ürümqi, China). — *Proceedings of the National Academy of Sciences* **112/12,** 3624-3629.

SHANKAR, D. & SHETYE, S. R. 1999: Are interdecadal sea level changes along the Indian coast influenced by variability of monsoon rainfall? — *Journal of Geophysical Research* **104/C11,** 26,031-26,042.

SINNESAEL, M, DE VLEESCHOUWER, D., COCCIONI, R., CLAEYS, P., FRONTALINI, F., JOVANE, L., SAVIAN, J. F. & MONTANARI, A. 2016: High-resolution multiproxy cyclostratigraphic analysis of environmental and climatic events across the Cretaceous-Paleogene boundary in the classic pelagic succession of Gubbio (Italy). — In: MENICHETTI, M., COCCIONI, R. & MONTANARI, A. (Eds.): *The Stratigraphic Record of Gubbio: Integrated Stratigraphy of the Late Cretaceous–Paleogene Umbria-Marche Pelagic Basin: Geological Society of America Special Paper* **524**. pp.115-137.

SINNESAEL, M., DE VLEESCHOUWER, D., ZEEDEN, C., BATENBURG, S. J., DA SILVA, A.-C., DE WINTER, N. J., DINARÈS-TURELL, J., DRURY, A. J.,

GAMBACORTA, G., HILGEN, F. J., HINNOV, L. A., HUDSON, A. J. L., KEMP, D. B., LANTINK, M. L., LAURIN, J., LI, M., LIEBRAND, D., MA, C., MEYERS, S. R., MONKENBUSCH, J., MONTANARI, A., NOHL, T., PÄLIKE, H., PAS, D., RUHL, M., THIBAULT, N., VAHLENKAMP, M., VALERO, L., WOUTERS, S., WU, H. & CLAEYS, P. 2019: The Cyclostratigraphy Intercomparison Project (CIP): consistency, merits and pitfalls. — *Earth-Science Reviews* **199,** 102965.

SINNESAEL, M., DE WINTER, N. J., SNOECK, C., MONTANARI, A. & CLAEYS, P. 2018: An integrated pelagic carbonate multi-proxy study using portable X-ray fluorescence (pXRF): Maastrichtian strata from the Bottaccione Gorge, Gubbio, Italy. — *Cretaceous Research* **91,** 20-32.

STEINTHORSDOTTIR, M., JERAM, A. J. & MCELWAIN, J. C. 2011: Extremely elevated CO2 concentrations at the Triassic/Jurassic boundary. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **308/3,** 418-432.

SZABÓ, J. 1860: Geologische Detailkonte des Grenzgebietes des Nograder und Pesther Comitates. — *Jahrbuch des Kaiserlich-Königlichen Geologischen Reichanstalt, Sitzungberichte* **(Sitzung am 10. Jänner 1860),** pp. 41–44.

SZABÓ, I. 1961: A tatai mezozóos rög júra kifejlődései. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **49/2,** 469-474.

SZENTE, I. 1998: Early Jurassic bivalves from the Gerecse Mts. and Tata. — *Földtani Közlöny* **128/2-3,** 223-235.

THOMSON, D. J. 1982: Spectrum estimation and harmonic analysis. — *Proc. IEEE* **70,** 1055-1151.

THOMSON, D. J. 1990: Quadratic-inverse spectrum estimates: applications to paleoclimatology. — *Philos. Trans. R. Soc. Lond.* **332A,** 539-636.

VADÁSZ, E. 1910: A Duna-balparti idősebb rögök őslénytani és földtani viszonyai [Paleontology and geology of older blocks on the left side of Danube]. — *Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve [Annals of the Royal Hungarian Geological Institute]* **18/2,** 101-171.

VAIL, P.R., MITCHUM, R.M., TODD, R. G., WIDMER, J. W., THOMPSON, S., SANGREE, J. B., BUBB, J. N. & HATLELID, W. G. 1977: Seismic stratigraphy and global changes of sealevel. — In: PAYTON, C. E. (ed): *Seismic Stratigraphy – Application to Hydrocarbon Exploration.* Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. **26,** 212-258.

VAIL, P. R., AUDEMARD, F., BOWMAN, S. A., EISNER, P. N. & PEREZ-CRUZ, C. 1991: The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology. — In: EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A. (Eds.): *Cycles and Events in Stratigraphy.* Springer, London, pp. 617-676.

VALLNER, ZS. 2018*: Mészkő és márga rétegek váltakozásából felépülő rétegsorok szedimentológiai, paleoklimatológiai, paleogeográfiai és őslénytani vonatkozásai*. — ELTE FFI Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest.

VAN DE SCHOOTBRUGGE, B., QUAN, T. M., LINDSTROM, S., PUTTMANN, W., HEUNISCH, C., PROSS, J., FIEBIG, J., PETSCHICK, R., ROHLING, H. G., RICHOZ, S., ROSENTHAL, Y. & FALKOWSKI, P. G. 2009: Floral changes across the Triassic/Jurassic boundary linked to flood basalt volcanism. — *Nature Geoscience* **2,** 589–594.

VÉGHNÉ NEUBRANDT, E. 1982: Triassische Megalodontaceae - *Entwicklung, Stratigraphie und Paläontologie*. Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 1-526.

WARD, P. D., HAGGART, J. W., CARTER, E. S., WILBUR, D., TIPPER, H. W. & EVANS, T. 2001: Sudden productivity collapse associated with the Triassic-Jurassic boundary mass extinction. — *Science* **292/11,** 1148–1151.

WEEDON, G. P. 2005: *Time-Series Analysis and Cyclostratigraphy – Examining stratigraphic records of environmental cycles.* — Cambridge University Press.

WEEDON, G. P., JENKYNS, H.C., COE, A.L., HESSELBO, S.P. 1999: Astronomical calibration of the Jurassic time-scale from cyclostratigraphy in British mudrock formations. — *Philosophical Transactions of the Royal Society,* **Series A 357,** 1787-1813.

WEEDON, G. P., PAGE, K. N. & JENKYNS, H. C. 2019: Cyclostratigraphy, stratigraphic gaps and the duration of the Hettangian Stage (Jurassic): insights from the Blue Lias Formation of southern Britain. — *Geological Magazine* **156/9,** 1469-1509.

WENDLER, J. E., WENDLER, I., VOGT, C. & KUSS, J. 2016: Link between cyclic eustatic sea-level change and continentalweathering: Evidence for aquifer-eustasy in the Cretaceous. — *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* **441,** 430-437.

WESTPHAL, H., HILGEN, F. & MUNNECKE, A. 2010: An assessment of the suitability of individual rhythmic carbonate successions for astrochronological application. — *Earth-Science Reviews* **99/1-2,** 19-30.

WHITESIDE, J. H., OLSEN, P. E., EGLINTON, T., BROOKFIELD, M. E. & SAMBROTTO, R. N. 2010: Compound-specific carbon isotopes from Earth's largest flood basalt eruptions directly linked to the end-Triassic mass extinction. — *PNAS* **107/15,** 6721-6725.

WILMSEN, M. & NEUWEILER, F. 2008: Biosedimentology of the Early Jurassic post-extinction carbonate depositional system, central High Atlas rift basin, Morocco. — *Sedimentology* **55,** 773-807.

WINKLER, B. 1883: A Gerecse és Vértesheggység földtani viszonyai. — *Földtani Közlöny* **13,** 287-296.

WU, H., ZHANG, S., HINNOV, L. A., JIANG, G., FENG, Q., LI, H. & YANG, T. 2013: Time-calibrated Milankovitch cycles for the late Permian. — *Nat. Commun.* **4,** 2452.

XU, W., RUHL, M., HESSELBO, S. P., RIDING, J. B., JENKYNS, H. C. & PETRIZZO M. R. 2017: Orbital pacing of the Early Jurassic carbon cycle, black-shale formation and seabed methane seepage. — *Sedimentology* **64/1,** 127-149.

YAGER, J. A., WEST, A. J., CORSETTI, F. A., BERELSON, W. M., ROLLINS, N. E., ROSAS, S. & BOTTJER, D. J. 2017: Duration of and decoupling between carbon isotope excursions during the end-Triassic mass extinction and Central Atlantic Magmatic Province emplacement. — *Earth and Planetary Science Letters* **473,** 227-236.

YAMASAKI, T. 2018: Contamination from mortars and mills during laboratory crushing and pulverizing. — *Bulletin of the Geological Survey of Japan* **69/3,** 201-210.

ZEEBE, R. E. 2017: Numerical Solutions for the Orbital Motion of the Solar System over the Past 100Myr: Limits and New Results. — *The Astronomical Journal* **154/5,** 193-206.

ZEEBE, R. E. & LOURENS, J. 2019: Solar System chaos and the Paleocene–Eocene boundary age constrained by geology and astronomy. — *Science* **365,** 926-929.

Mellékletek

M1. A vár-hegyi szelvény sikeresen vizsgált elemadatsorai

Mintaszám	Magasság a szelvény talpától (cm)	Si (%)	Ca (%)	Ti (%)	V (%)	Mn (%)	Fe (%)	Y (%)
C1-1.1	0	0,49522	40,32014	0,07198	0,00639	0,01334	0,05017	0,00085
C2-1.2	20	0,69264	39,12073	0,08922	0,0137	0,01303	0,07899	<LOD
C3-1.3	40	13,74882	21,60085	0,08001	<LOD	0,00458	0,04549	<LOD
C4-2.1	60	2,77368	35,4402	<LOD	0,01313	<LOD	0,05033	<LOD
C5-2.2	80	7,43371	30,17375	0,07691	<LOD	<LOD	0,14185	<LOD
C6-3.1	100	1,66384	37,9689	0,04309	0,00601	0,00882	0,11876	0,00085
C7-3.2	120	2,45723	36,50598	0,04706	0,01182	0,0097	0,13837	0,00039
C8-3.3	140	8,42317	29,52948	0,08642	0,02451	0,01384	0,33007	0,00178
C9-4.1	160	3,22456	35,89888	0,07253	0,01024	0,01263	0,17996	0,00088
C10-4.2	180	5,46588	32,77261	0,11403	<LOD	0,01095	0,11769	0,00044
C11-5.1	200	3,37124	35,84673	0,06911	0,00758	0,00982	0,25164	0,00119
C12-5.2	220	2,03091	34,26737	0,08151	0,01116	<LOD	0,12148	<LOD
C13-6.1	240	3,92509	33,6753	<LOD	0,00873	<LOD	0,23083	0,00065
C14-6.2	260	3,34201	37,55272	0,05365	0,01336	0,01993	0,22624	0,00091
C15-7.1	280	5,58539	33,31044	0,04809	<LOD	0,00991	0,25464	0,00117
C16-7.2	300	4,16307	34,92015	0,0631	0,01324	0,02165	0,0521	<LOD
C17-8.1	320	2,08463	37,04428	0,04909	<LOD	<LOD	0,13317	<LOD
C18-9.1	340	2,9983	36,6747	0,0404	0,01026	0,00905	0,11083	0,0009
C19-9.2	360	1,39128	38,24568	<LOD	0,01051	0,01223	0,047	<LOD
C20-9.3	380	0,67469	37,12984	0,04289	0,00556	0,02147	0,08738	<LOD
C21-10.1	400	0,87972	39,81874	0,09393	0,00482	<LOD	0,04948	0,00041
C22-11.1	420	2,18842	35,67666	0,15357	0,0115	0,01179	0,13992	0,00063
C23-12.1	440	1,55378	36,97717	0,06772	0,00933	<LOD	0,09862	0,00035
C24-12.2	460	0,66807	37,95056	<LOD	0,0073	0,0127	0,22671	<LOD
C25-13.1	480	0,35732	38,50109	0,10218	0,00507	0,01525	0,0508	<LOD
C26-14.1	500	0,58844	36,49753	<LOD	0,01013	0,01012	0,03504	<LOD
C27-14.2	520	0,48321	37,97105	<LOD	0,00709	0,01346	0,01564	0,00052
C28-15.1	540	1,5869	36,4101	0,03904	0,00767	0,0185	0,05461	<LOD
C29-15.2	560	0,59204	38,08661	0,04199	<LOD	<LOD	0,06268	<LOD
C30-15.3	580	1,34152	37,15961	0,0476	<LOD	0,01082	0,03565	<LOD
C31-16.1	600	3,74626	38,31049	0,07212	0,00495	0,016	0,1445	0,00049
C32-17.1	620	1,22693	37,27431	0,05281	<LOD	0,01332	0,09874	0,00046
C33-18.1	640	4,35097	26,50795	0,06378	0,00404	0,01636	0,64772	<LOD
C34-18.2	660	3,44297	28,51956	0,10135	<LOD	0,01893	0,48685	0,00061
C35-18.3	680	4,97921	30,49859	0,08335	0,00602	0,01878	0,38764	<LOD
C36-19.1	700	1,67894	36,63639	<LOD	0,01187	0,00566	0,12558	0,00093
C37-20.1	720	3,59861	30,55977	0,15084	0,00919	0,00729	0,23151	0,00116
C38-20.2	740	5,25992	29,16584	0,08368	0,00535	0,00514	0,31045	0,00121
C39-21.1	760	0,75209	36,46276	<LOD	<LOD	0,00445	0,09783	<LOD
C40-22.1	780	3,01523	34,95284	0,08544	0,00645	<LOD	0,15168	<LOD
C41-22.2	800	0,89206	38,65396	0,05244	0,01617	<LOD	0,06025	0,00061
C42-22.3	820	1,16296	37,75483	0,05172	0,00746	0,0247	0,05506	0,00047
C43-23.1	840	1,43108	35,14917	0,0828	0,00786	0,00499	0,041	<LOD
C44-24.1	860	6,80409	22,11932	0,10405	0,00683	0,01033	0,29518	<LOD

C45-24.2	880	2,2524	33,83057	<LOD	<LOD	<LOD	0,07182	0,00051
C46-24.3	900	1,84582	33,48484	0,12752	0,01198	0,00517	0,1703	0,00078
C47-25.1	920	1,4948	36,88138	<LOD	0,01726	0,00529	0,05027	0,00101
C48-25.2	940	1,67476	35,70969	0,12133	0,01061	0,00868	0,1287	<LOD
C49-26.1	960	0,73686	38,69564	0,03514	<LOD	0,04416	0,07915	0,00166
C50-26.2	980	1,10212	36,36958	0,07737	<LOD	0,01501	0,10819	<LOD
C51-27.1	1000	1,97332	36,15071	0,06533	0,00601	<LOD	0,11864	<LOD
C52-28.1	1020	0,42816	38,82565	<LOD	0,00688	0,01134	0,03545	0,0006
C53-28.2	1040	2,07316	37,05709	0,06483	<LOD	0,01175	0,05803	<LOD
C54-28.3	1060	1,34307	37,64569	<LOD	0,01325	0,00797	0,06084	0,00059
C55-29.1	1080	4,34092	34,13328	0,02472	0,00638	0,02	0,28499	0,00218
C56-29.2	1100	1,80338	38,8194	0,09454	0,01377	0,00671	0,16103	0,00292
C57-30.1	1120	0,47493	36,60012	0,09655	0,01438	0,01314	0,02789	0,00082
C58-30.2	1140	1,29139	36,804	0,0908	<LOD	0,0044	0,11405	0,00122
C59-30.3	1160	1,89147	36,67083	0,08004	0,0046	0,01672	0,09843	<LOD
C60-30.4	1180	2,05197	37,76254	0,11998	0,00863	0,01569	0,12667	0,00134
C61-30.5	1200	1,46661	35,72528	<LOD	0,00898	0,01331	0,0718	0,00237
C62-31.1	1220	4,11082	31,13349	0,1384	0,00878	0,00779	0,57126	0,00171
C63-32.1	1240	2,26619	34,33026	<LOD	0,00783	0,03071	0,1168	<LOD
C64-32.2	1260	2,25144	36,17588	0,09925	<LOD	0,00805	0,13919	0,00096
C65-32.3	1280	1,24803	37,99547	<LOD	0,00774	0,02065	0,10238	0,00124
C66-33.1	1300	1,35141	33,14193	0,13237	0,00819	0,0242	0,15979	0,00086
C67-33.2	1320	2,76499	32,36351	0,15778	0,01173	0,02468	1,26977	0,00102
C68-33.3	1340	2,03214	29,65483	0,09761	0,01055	0,01181	0,40128	0,00068
C69-34.1	1360	2,09716	31,98018	0,05102	0,01226	0,02063	0,30262	0,00064
C70-34.2	1380	1,22261	33,89433	0,09902	<LOD	0,01248	0,17472	0,00073
C71-35.1	1400	1,06316	34,52805	0,09287	<LOD	0,015	0,12197	<LOD
C72-36.1	1420	1,60811	33,2162	0,10338	0,01338	0,01021	0,13167	0,00084
C73-37.1	1440	3,43508	31,00884	0,20126	0,01271	0,03275	0,67776	0,00155
C74-38.1	1460	2,28863	32,74081	0,0806	0,01062	0,00642	0,20875	0,00123
C75-38.2	1480	3,93518	33,22799	0,10921	0,01928	0,02502	0,62814	0,00094
C76-39.1	1500	1,17833	34,72273	<LOD	0,01276	0,02098	0,28984	0,00065
C77-39.2	1520	0,54496	33,75702	0,08586	0,00908	<LOD	0,28446	<LOD
C78-41.1	1580	0,83059	37,80313	0,04066	0,00585	<LOD	0,10687	<LOD
C79-42.1	1600	0,60394	35,41323	0,11596	0,00944	<LOD	0,11449	<LOD
C80-43.1	1620	0,45177	35,48056	0,06215	0,00674	0,01894	0,06161	<LOD
C81-43.2	1640	0,96564	35,87962	0,09339	0,01204	0,01539	0,1355	0,00041
C82-43.3	1660	1,19711	32,22334	0,04457	0,01655	0,01974	0,16283	0,00085
C83-43.4	1680	1,00273	36,65014	0,0839	<LOD	0,01374	0,12317	<LOD
C84-43.5	1700	0,63125	32,93747	0,05575	<LOD	0,02568	0,25535	0,00111
C85-44.1	1720	0,71298	35,25112	0,03009	0,01371	0,01586	0,25133	<LOD
C86-44.2	1740	0,66377	38,39719	0,06244	<LOD	<LOD	0,0802	<LOD
C87-44.3	1760	0,49437	39,42042	<LOD	<LOD	0,01673	0,18753	<LOD
C88-44.4	1780	1,54593	36,19322	0,09653	0,01516	0,00952	0,25812	0,00031
C89-46.1	1840	0,8394	35,59609	0,06012	0,01657	0,02294	0,11604	0,00039
C90-48.1	1860	0,53736	37,56968	0,03967	0,00701	0,00712	0,06785	<LOD

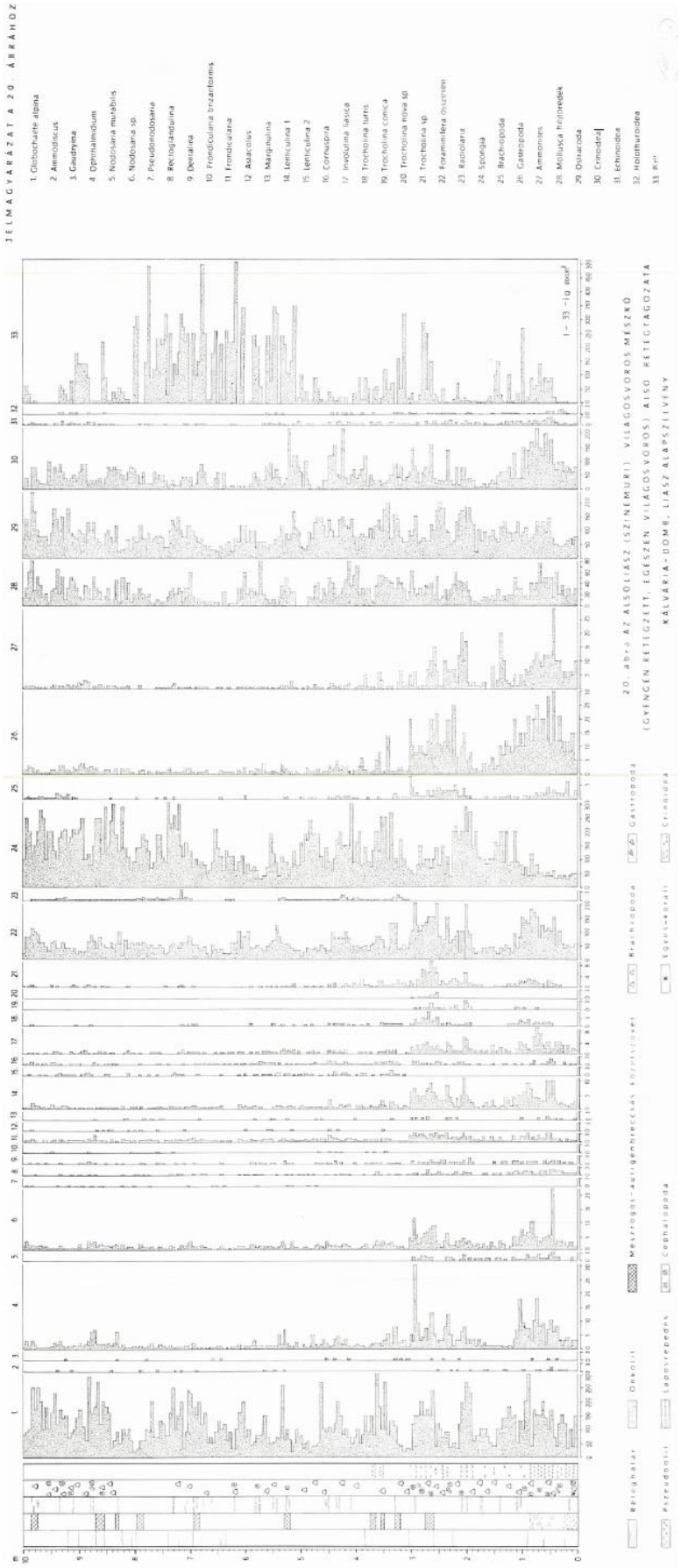
C91-48.2	1880	1,45475	39,06797	0,07439	0,00713	0,02906	0,11327	0,00157
C92-48.3	1900	1,85812	36,18045	0,10168	0,01082	0,02139	0,15913	0,00098
C93-49.1	1920	0,91157	37,895	0,0488	0,01098	0,02396	0,06248	0,00146
C94-51.1	1940	14,50478	22,26169	0,23134	<LOD	0,01695	0,75367	0,00246
C95-53.1	1960	1,38058	37,53413	0,09279	0,00439	0,00539	0,24579	0,00095
C96-53.2	1980	1,33217	37,55765	0,06817	0,0114	0,01967	0,72753	0,00037
C97-54.1	2000	3,49146	33,2676	0,08712	0,00624	0,01836	0,14477	0,00319
C98-54.2	2020	1,74899	37,94897	0,08206	0,00875	0,04582	0,05046	0,00304
C99-55.1	2040	2,10483	36,94827	0,03825	<LOD	0,01316	0,05418	<LOD
C100-55.2	2060	1,85037	36,28203	0,07864	<LOD	0,03078	0,15509	<LOD
C101-56.1	2080	2,26894	36,11847	0,06982	0,01296	0,01724	0,11666	0,00088
C102-56.2	2100	0,62499	38,48275	0,07195	<LOD	0,01105	0,07252	0,00044
C103-56.3	2120	1,38007	37,85974	0,12716	0,00436	0,01917	0,13004	<LOD
C104-57.1	2140	0,74871	39,46122	0,07513	<LOD	<LOD	0,12082	0,00068
C105-58.1	2160	1,3023	38,67005	0,03329	0,00788	0,01319	0,13263	0,00032
C106-58.2	2180	0,8051	34,10355	<LOD	0,01261	0,01285	0,15608	0,00179
C107-60.1	2460	0,92655	37,27204	0,03748	<LOD	0,00786	0,17143	<LOD
C108	2480	0,78954	39,95329	0,0784	0,00737	0,01064	0,07446	0,0006
C109	2500	0,84048	37,60764	0,06376	0,01641	0,02352	0,14808	0,0005
C110	2520	1,35938	35,65965	0,07161	0,00617	0,00684	0,22481	0,00138
C111	2540	1,34289	35,42586	0,04134	<LOD	0,01012	0,18265	0,00064
C112	2560	0,55822	35,11568	0,12059	0,00752	0,01428	0,07749	0,00187
C113	2580	0,98243	39,36565	0,04454	0,01221	0,02372	0,13405	<LOD
C114	2600	4,08038	33,12176	0,0662	0,00936	0,01628	0,16738	0,00047
C115	2620	2,23998	34,61217	0,06268	0,01472	0,01045	0,12486	0,00087
C116	2640	1,65495	36,46851	0,13973	0,01299	0,01539	0,14906	0,00079
C117	2660	0,94578	37,16886	<LOD	0,00857	0,01312	0,23194	0,00077
C118	2680	1,02911	38,2239	<LOD	0,00658	0,013	0,21153	0,00111
C119	2700	0,80377	33,98207	<LOD	0,01134	0,01266	0,13344	0,00042
C120	2720	0,69178	37,94926	0,0275	0,01231	0,01333	0,15977	<LOD
C121	2740	1,2563	37,92335	0,12822	<LOD	0,01883	0,2162	0,00063
C122	2760	0,8721	38,28152	0,1056	0,00441	<LOD	0,22217	<LOD
C123	2780	0,77461	36,71028	0,06871	0,01324	0,00961	0,11717	0,00109
C124	2800	1,12979	38,54464	0,06614	<LOD	0,02124	0,23039	0,00065
C125	2820	0,7061	35,20087	0,11835	0,01149	0,0095	0,09487	0,00122
C126	2840	9,28312	27,31431	0,12464	0,0093	0,02963	0,39083	0,00138
C127-70.1	2860	9,77985	28,09653	0,28491	0,00934	0,0217	0,4346	0,00163
C128-70.2	2880	8,85375	29,2674	0,20218	0,00921	0,0211	0,45868	0,00239
C129-70.3	2900	4,11884	34,08718	0,05755	0,01484	0,02021	0,14729	0,00074
C130-70.4	2920	2,82013	35,11343	<LOD	<LOD	0,02449	0,27218	0,00037
C131-70.5	2940	1,20105	38,08348	0,08073	0,00449	0,0141	0,09319	0,00153
C132-71.1	2960	5,12156	33,07144	0,12022	0,0059	0,02182	0,25728	0,00173
C133-71.2	2980	10,29978	26,14881	0,25248	0,01011	0,02023	0,87263	0,00214
C134-72.1	3000	1,80171	34,74033	0,10512	0,00795	0,04782	0,20662	0,00206
C135-72.2	3020	2,02117	36,61605	<LOD	0,00572	0,01864	0,17816	0,0004
C136-72.3	3040	2,28306	37,12187	0,16236	0,00563	0,02878	0,29144	0,00122

C137-73.1	3060	2,08992	35,63051	0,09096	<LOD	0,01904	0,13399	0,00064
C138-73.2	3080	1,62857	38,51992	0,0701	0,01151	0,01624	0,16026	0,00067
C139-74.1	3100	1,43066	36,38357	0,05345	0,01501	<LOD	0,25585	0,00113
C140-75.1	3120	4,04151	34,93069	0,11531	0,00873	0,0123	0,30702	0,00062
C141-76.1	3140	0,9145	37,9945	0,06315	0,00498	0,01423	0,11224	<LOD
C142-77.1	3160	1,39042	37,07559	0,09146	0,01301	0,00481	0,08492	<LOD
C143-78.1	3180	0,88267	39,44999	0,03967	0,01037	0,01814	0,06875	<LOD
C144-79.1	3200	0,72467	38,4583	0,09355	0,00618	0,01447	0,08844	<LOD
C145-80.1	3220	0,89793	38,6578	<LOD	0,00657	0,00429	0,11851	<LOD
C146-80.2	3240	1,07989	38,9856	0,059	0,00496	0,00507	0,0944	<LOD
C147-80.3	3260	0,86812	38,09084	0,04839	<LOD	0,00813	0,07259	0,00055
C148-80.4	3280	1,68398	38,79713	0,05765	<LOD	0,00668	0,07892	<LOD
C149-80.5	3300	1,33007	37,31676	<LOD	0,00768	0,01024	0,06069	<LOD
C150-81.1	3320	1,28278	38,50889	<LOD	0,00833	0,01495	0,07429	<LOD
C151-82.1	3340	2,27598	35,06038	<LOD	0,01223	0,01625	0,14234	0,00062
C152-82.2	3360	3,26026	35,88668	0,21241	0,02271	0,01461	0,21928	0,00047
C153-82.3	3380	2,00036	36,73579	<LOD	<LOD	0,00865	0,15446	0,00074
C154-83.1	3400	1,31832	35,28029	0,03415	0,00753	0,01275	0,14055	0,00048
C155-83.2	3420	2,47409	36,36865	0,06681	<LOD	0,01478	0,2036	0,00035
C156-84.1	3440	3,81966	33,52394	0,05903	0,00908	0,00961	0,38035	0,00121
C157-85.1	3460	1,8317	37,44489	0,0496	0,01044	<LOD	0,2091	0,0004
C158-85.2	3480	3,48212	34,73498	0,0431	0,01213	<LOD	0,36187	<LOD
C159-85.3	3500	2,70077	37,40862	<LOD	0,02244	<LOD	0,16044	0,00095
C160-86.1	3520	1,63843	37,22768	0,08761	0,00549	<LOD	0,10857	0,0015
C161-86.2	3540	1,07378	34,63352	0,02823	0,00923	0,01764	0,07459	0,00054
C162-86.3	3560	1,70404	37,11196	0,13894	<LOD	0,00529	0,15566	0,00062
C163-87.1	3580	6,24515	31,82882	0,11296	<LOD	0,01094	0,39632	0,00221
C164-87.2	3600	4,61473	34,88955	0,07775	0,00407	0,02713	0,1667	0,0007
C165-87.3	3620	1,04726	37,88584	0,04778	0,00464	0,00521	0,05464	0,00039
C166-87.4	3640	1,35372	37,6816	0,07102	0,0083	0,00869	0,05809	<LOD
C167-87.5	3660	2,36163	37,0102	0,06895	<LOD	0,01461	0,04047	<LOD
C168-87.6	3680	1,74281	37,50772	0,04933	0,00605	0,02255	0,05337	<LOD
C169-87.7	3700	2,35013	36,71701	0,05653	<LOD	<LOD	0,07804	0,00044
C170-87.8	3720	2,54886	34,05532	0,05981	0,00723	0,0093	0,08451	0,001
C171-87.9	3740	1,41787	37,72088	0,09328	0,00678	0,01887	0,04318	0,00149
C172-87.10	3760	4,77917	35,1027	<LOD	0,01171	0,02978	0,09131	<LOD
C173-87.11	3780	1,00346	38,94665	<LOD	0,00543	0,03268	0,05087	0,00066
C174-87.12	3800	2,20587	37,69451	0,08906	<LOD	0,04284	0,11895	0,00055
C175-88.1	3820	6,94132	31,15583	0,15629	0,00812	0,03541	0,45732	0,00232
C176-88.2	3840	6,39516	30,83756	0,09781	<LOD	0,01576	0,24597	0,00237
C177-89.1	3860	2,32919	36,86391	0,08332	0,00709	0,02517	0,12673	0,00041
C178-89.2	3880	0,82022	38,49038	0,12207	<LOD	0,00891	0,06042	0,00062
C179-89.3	3900	3,78695	34,2814	0,05621	<LOD	0,01942	0,06338	0,00072
C180-90.1	3920	3,1984	36,61366	0,05109	0,01776	0,02509	0,04594	0,00073
C181-90.2	3940	1,94181	35,94724	0,03197	0,00648	0,0129	0,06708	0,00077
C182-91.1	3960	4,13257	34,89025	0,10984	0,00813	0,01625	0,09318	0,00146

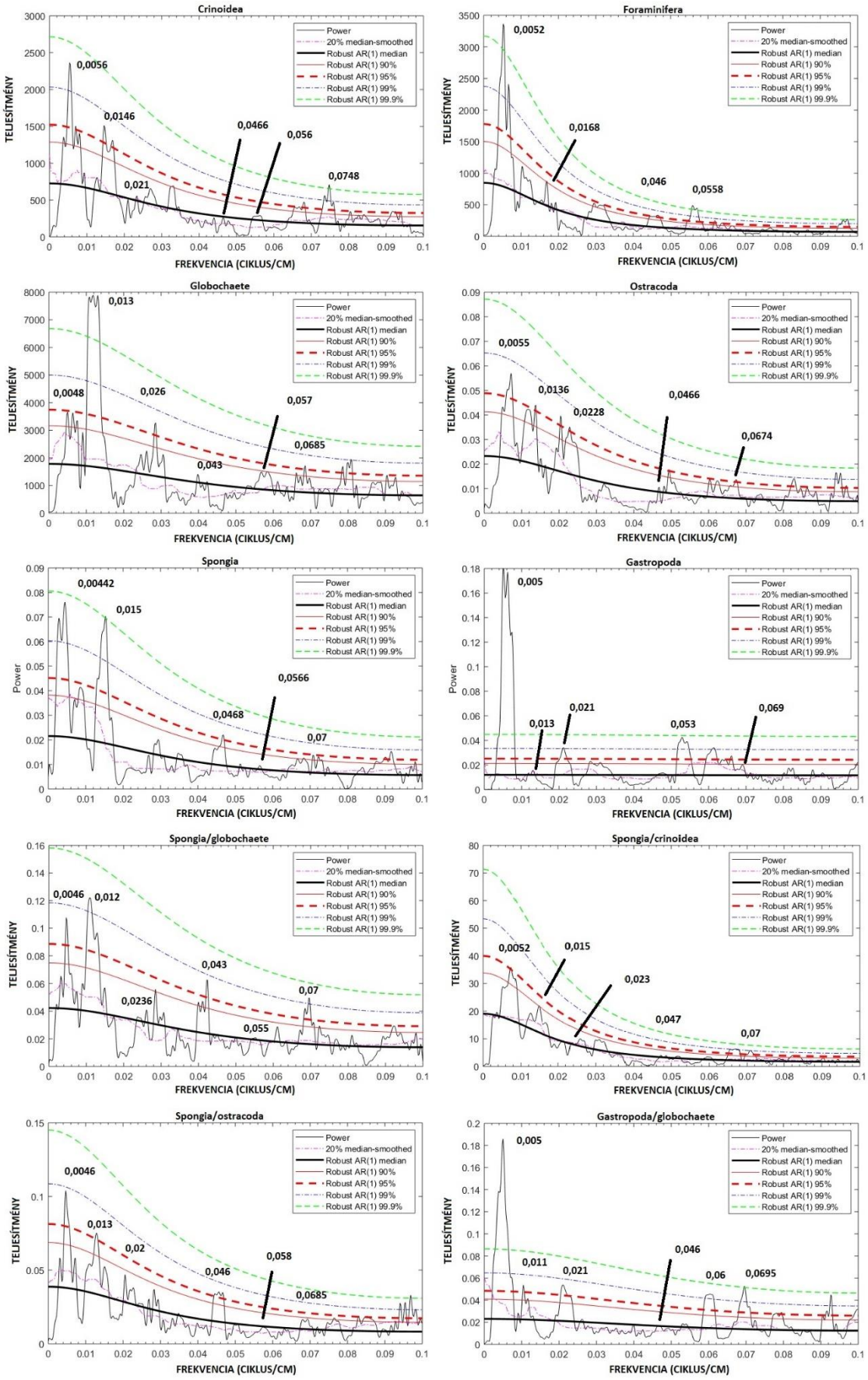
C183-91.2	3980	1,13601	37,05067	0,05448	<LOD	0,01324	0,03798	0,00088
C184-92.1	4000	1,18168	38,85174	<LOD	0,01371	0,01911	0,0534	<LOD
C185-92.2	4020	1,20149	38,53788	<LOD	0,0076	0,00588	0,04316	0,00081
C186-92.3	4040	0,89417	39,80525	0,08262	<LOD	0,00959	0,07934	0,001
C187-93.1	4060	0,80754	37,19953	<LOD	0,00483	0,01051	0,05329	<LOD
C188-94.1	4080	0,89612	39,52293	<LOD	<LOD	0,0103	0,07244	<LOD
C189-95.1	4100	6,91382	30,59932	0,08119	<LOD	0,02103	0,19403	0,00178
C190-96.1	4120	1,60593	36,36494	0,05764	0,01475	0,01138	0,07482	0,00049
C191-96.2	4140	2,06947	36,46752	0,04523	0,01032	0,01423	0,11181	<LOD
C192-97.1	4160	4,44332	32,99614	0,07822	<LOD	0,01058	0,38519	0,00039
C193-98.1	4180	1,86515	36,81571	0,02594	0,00455	0,01089	0,25041	<LOD
C194-99.1	4200	2,14533	35,42049	0,03313	0,01853	0,01173	0,26756	0,00064
C195-100.1	4220	2,57216	37,07446	0,08003	<LOD	0,01211	0,15984	<LOD
C196-100.1	4240	2,49639	35,51993	0,14136	0,00483	<LOD	0,05558	0,00044
C197-101.1	4260	5,67951	31,87255	0,16765	0,01407	0,00907	0,3806	0,00048
C198-101.2	4280	5,63277	32,29573	0,06089	0,01518	0,01865	0,2914	0,00044
C199-102.1	4300	4,47946	33,50746	0,13296	<LOD	<LOD	0,42729	0,00149
C200-102.2	4320	4,50234	33,4967	0,10403	0,00699	0,01699	0,29814	0,00291
C201-102.3	4340	4,11803	28,38164	0,0968	<LOD	0,0218	0,48948	0,00193
C202-102.4	4360	4,72733	25,57624	0,09518	0,00417	0,01158	0,29278	0,00153
C203-102.5	4380	8,50381	28,48598	0,11203	0,00442	0,01872	0,16708	0,00139
C204-102.6	4400	9,1781	29,53017	0,12669	<LOD	0,00886	0,16757	0,00177
C205-103.1	4420	6,19364	32,51678	0,1162	<LOD	0,02052	0,13192	0,00151
C206-103.2	4440	4,10136	36,29313	0,06969	0,01081	0,0167	0,24521	0,00164
C207-104.1	4460	1,4703	37,61639	<LOD	0,00935	0,00473	0,11724	0,00059
C208-104.2	4480	1,11749	37,52856	<LOD	0,01118	0,00737	0,08507	<LOD
C209-104.3	4500	0,50955	36,87045	0,05026	0,01224	0,00645	0,0472	0,00176
C210-104.4	4520	0,91222	36,81391	<LOD	<LOD	0,00452	0,05849	0,00061
C211-105.1	4540	1,08437	37,84212	<LOD	0,01191	0,00523	0,06053	0,00038
C212-105.2	4560	3,08212	36,00326	0,11438	0,01094	0,00637	0,13905	0,00153
C213-105.3	4580	2,77013	37,28254	<LOD	0,01353	0,01856	0,1723	0,00096
C214-105.4	4600	1,54095	36,1204	<LOD	0,00586	0,0284	0,0731	0,00112
C215-106.1	4620	1,62859	38,79774	0,06027	<LOD	0,00475	0,11285	0,00124
C216-106.2	4640	5,12668	34,02142	0,08409	<LOD	0,02241	0,15754	0,0017
C217-107.1	4660	0,95015	37,95746	0,03464	0,00618	0,01485	0,06849	<LOD
C218-107.2	4680	1,78623	37,22683	0,08405	<LOD	0,01126	0,05725	0,00067
C219-108.1	4700	1,82223	37,97303	0,07032	0,01141	0,0165	0,06863	0,00095
C220-109.1	4720	1,27427	39,01727	0,09959	<LOD	0,00634	0,16409	0,00056
C221-110.1	4740	2,23765	35,2943	0,06978	0,00509	0,01698	0,12337	0,00039
C222-111.1	4760	1,27494	40,12341	0,06642	0,00901	0,02119	0,15347	0,00071
C223-112.1	4780	2,01756	37,50883	0,10809	<LOD	0,0234	0,15212	0,00058
C224-113.1	4800	2,89632	36,8937	0,04271	0,02122	0,03323	0,08367	0,002
C225-113.2	4820	1,92596	37,08725	0,03201	0,00915	0,02688	0,09652	0,00166
C226-114.1	4840	7,67088	28,53454	0,06861	0,00468	0,0217	0,28891	0,00098
C227-115.1	4860	0,7669	38,42779	0,0534	<LOD	0,01917	0,11255	0,00073
C228-115.2	4880	1,71821	38,69551	0,0325	0,00596	0,03307	0,20014	0,00165

C229-116.1	4900	3,97111	32,33659	0,08134	0,00848	0,01726	0,36168	0,00268
C230-116.2	4920	2,83988	36,17482	0,08658	0,00584	0,00551	0,11779	0,0022
C231-116.3	4940	1,10981	37,59932	0,06896	0,01135	0,02091	0,13161	0,00276
C232-116.4	4960	1,72367	36,78232	0,05009	0,00869	0,01272	0,07088	0,00074
C233-117.1	4980	4,56443	34,73211	<LOD	0,01196	0,00739	0,15235	0,00118
C234-117.2	5000	1,63617	37,95325	0,03781	<LOD	0,01101	0,08162	0,00039
C235-117.3	5020	11,29569	20,67524	0,04131	0,00751	0,0067	0,14462	0,00063
C236-117.4	5040	2,52364	36,85349	<LOD	0,01754	0,01734	0,11684	0,00065
C237-118.1	5060	3,63917	34,89473	0,03989	<LOD	0,01233	0,08978	0,00068
C238-119.1	5080	3,50974	34,23458	0,03974	0,00538	0,01475	0,07181	0,00088
C239-120.1	5100	7,35919	30,65148	0,05558	<LOD	0,02009	0,17375	0,00211
C240-120.2	5120	7,56749	28,36842	0,0978	0,01705	0,01486	0,09086	0,0012
C241-120.3	5140	3,47925	35,89774	0,02951	<LOD	<LOD	0,05644	0,00057
C242-120.4	5160	2,451	36,3046	0,06507	<LOD	0,0109	0,07882	0,00082
C243-120.5	5180	4,25175	34,20583	<LOD	<LOD	<LOD	0,09393	0,00198

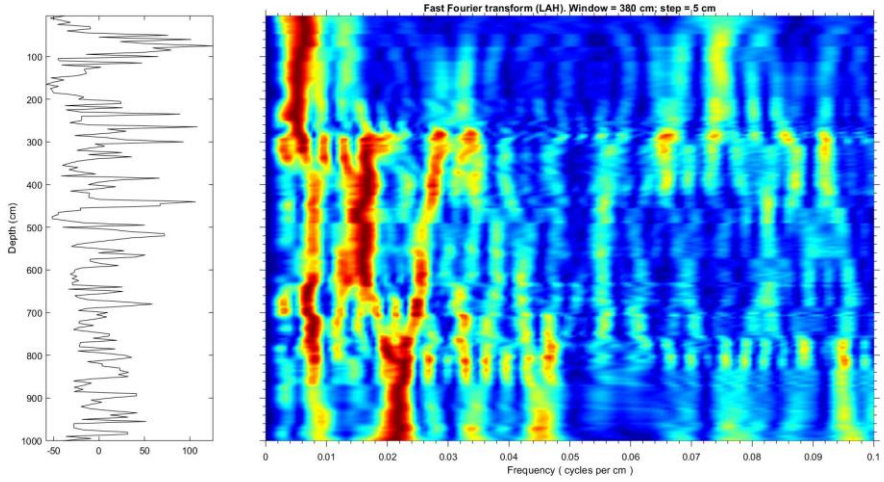
M2. Fülöp (1975) ″Tata monográfiájának″ 20. ábrája



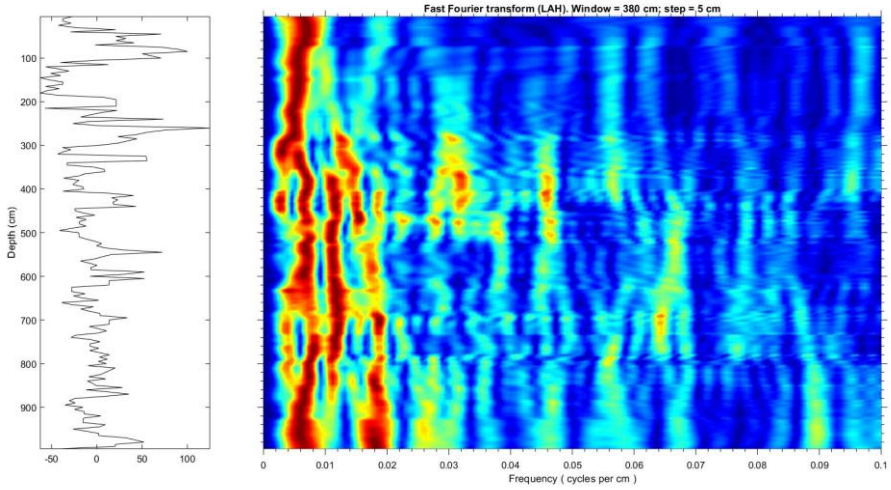
M3. A kálvária-dombi idősorok teljesítményspektrumai



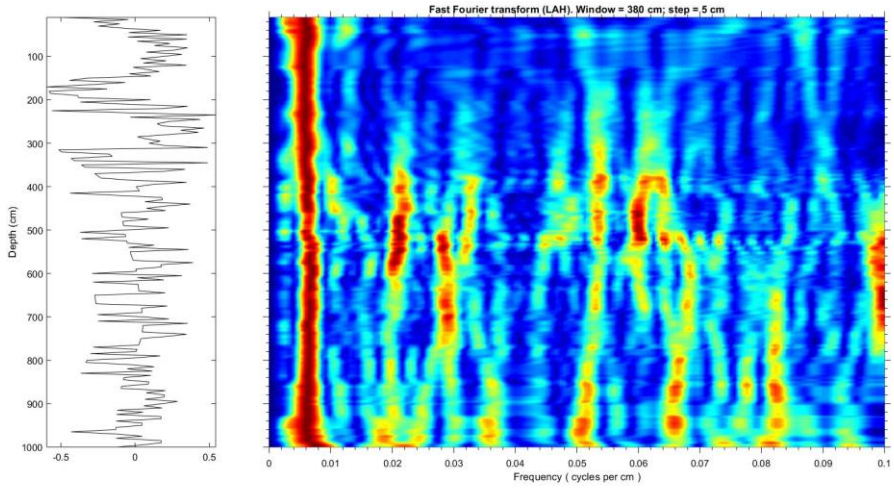
M4. A tatai crinoidea adatsor spektrogramja



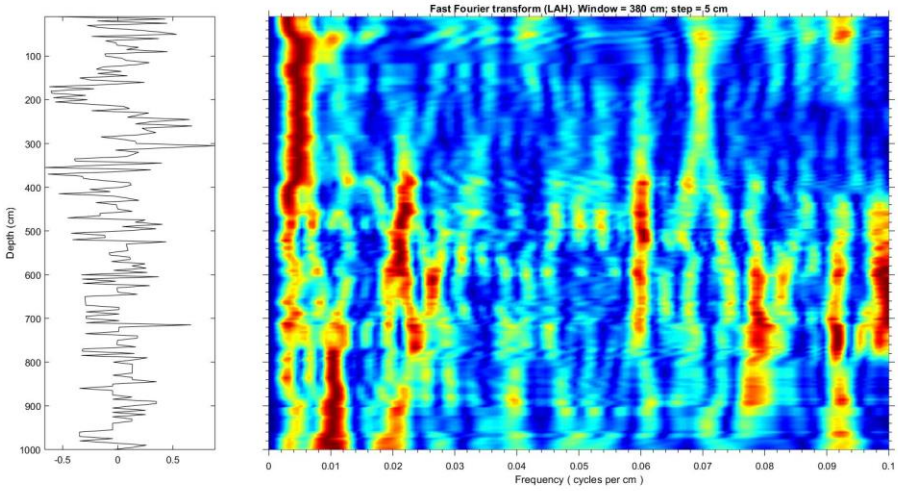
M5. A tatai foraminifera adatsor spektrogramja



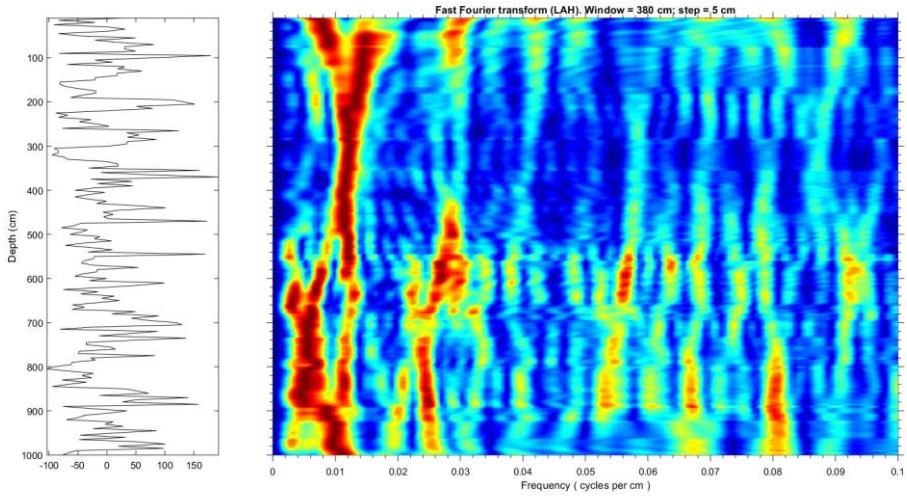
M6. A tatai gastropoda adatsor spektrogramja



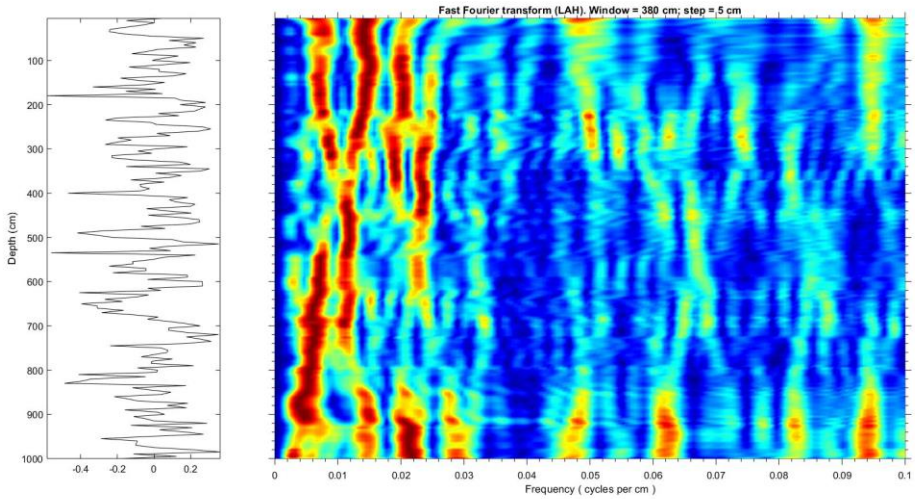
M7. A tatai gastropoda/*Globochaete* adatsor spektrogramja



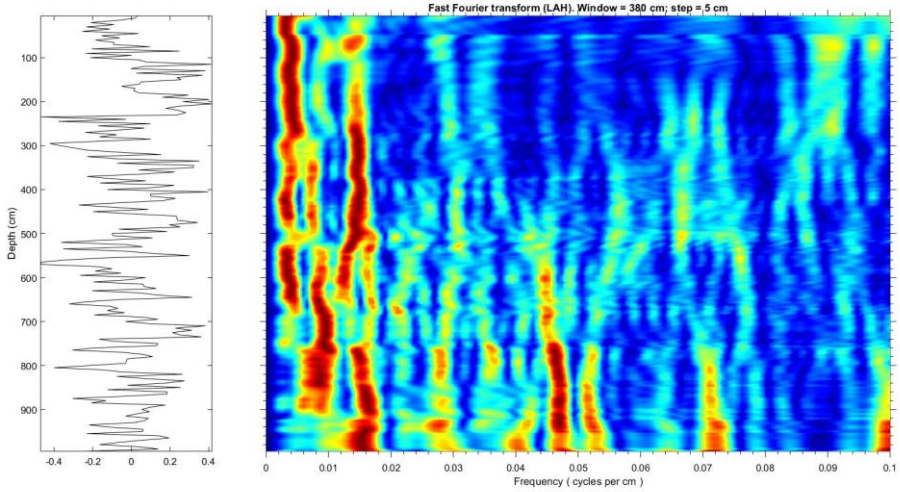
M8. A tatai *Globochaete* adatsor spektrogramja



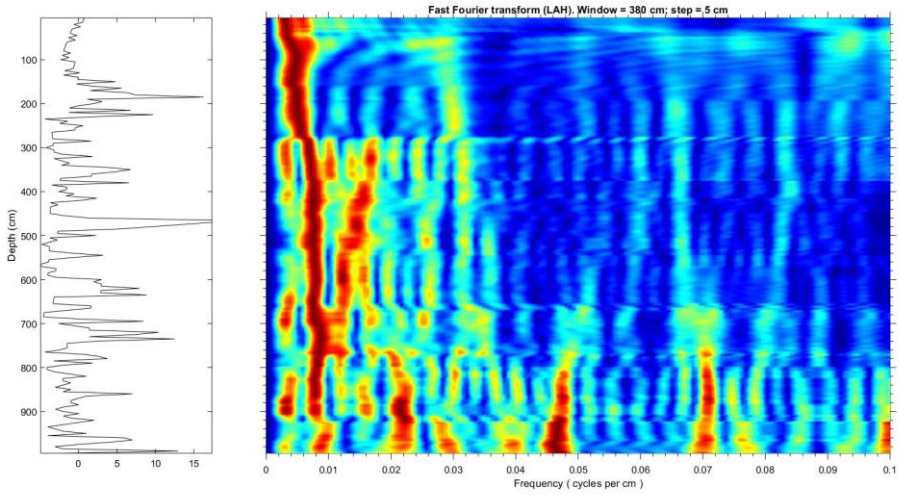
M9. A tatai ostracoda adatsor spektrogramja



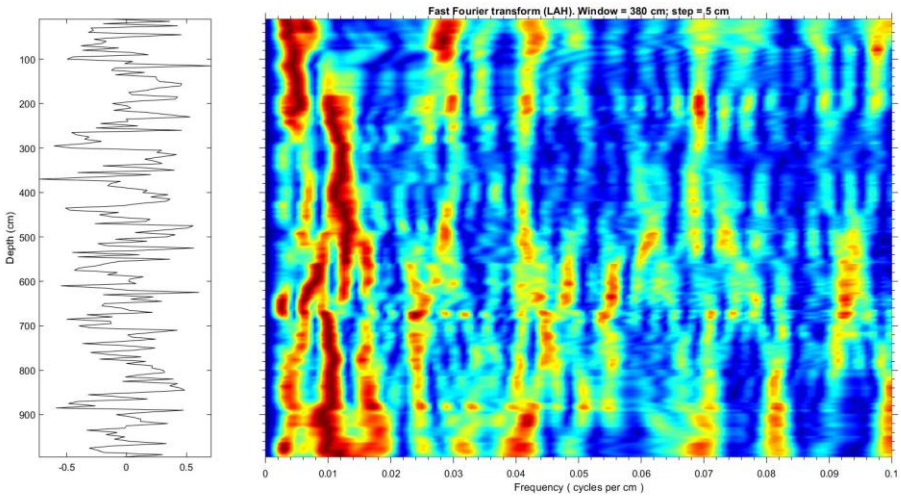
M10. A tatai spongia adatsor spektrogramja



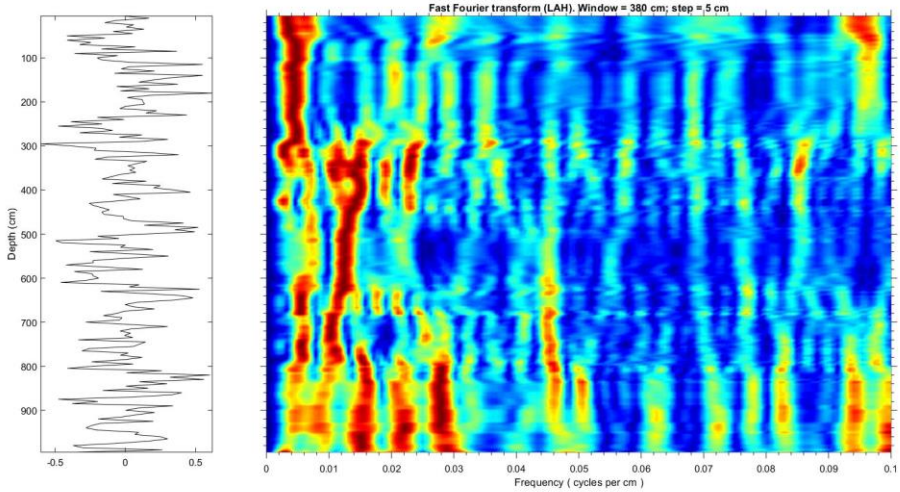
M11. A tatai spongia/crinoidea adatsor spektrogramja



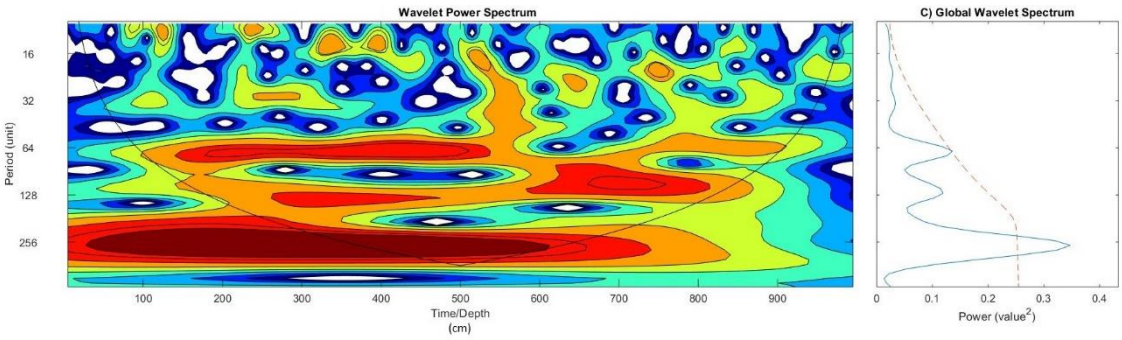
M12. A tatai spongia/*Globochaete* adatsor spektrogramja



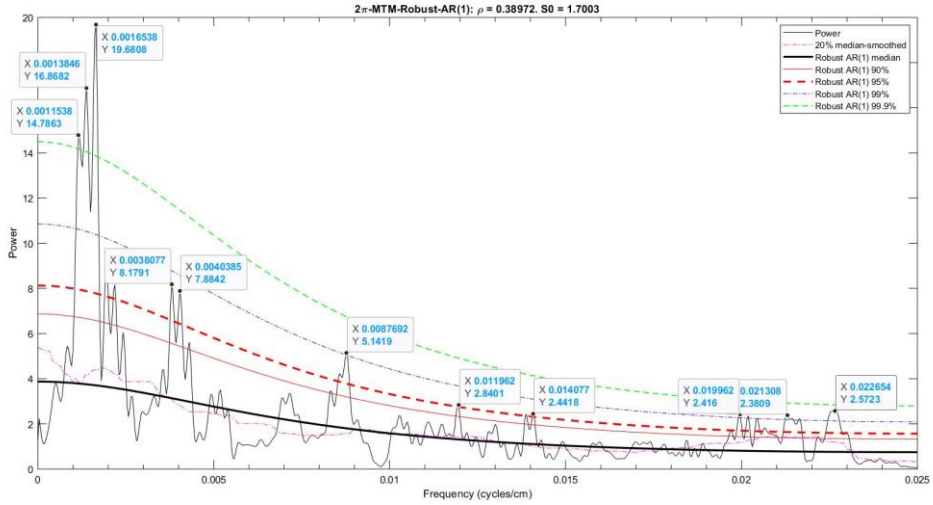
M13. A tatai spongia/ostracoda adatsor spektrogramja



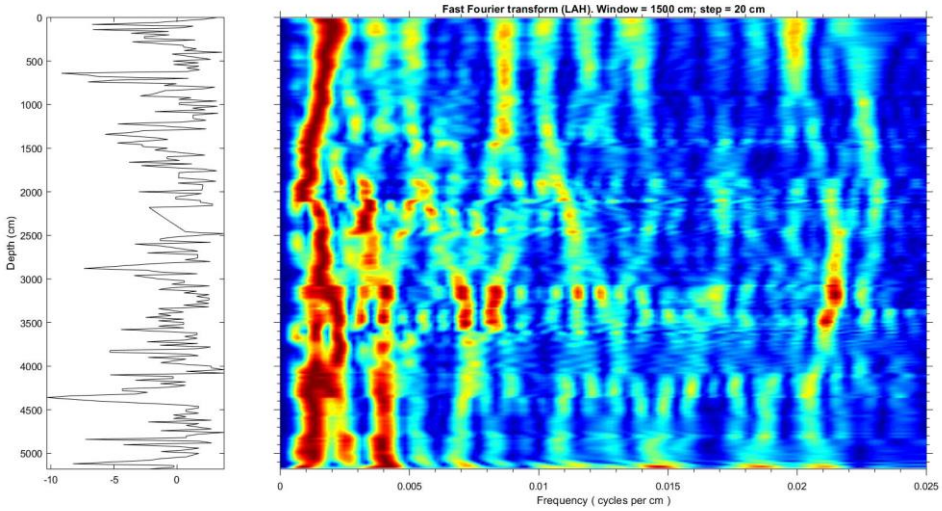
M14. A tatai spongia adatsor wavelet-analízisének eredménye



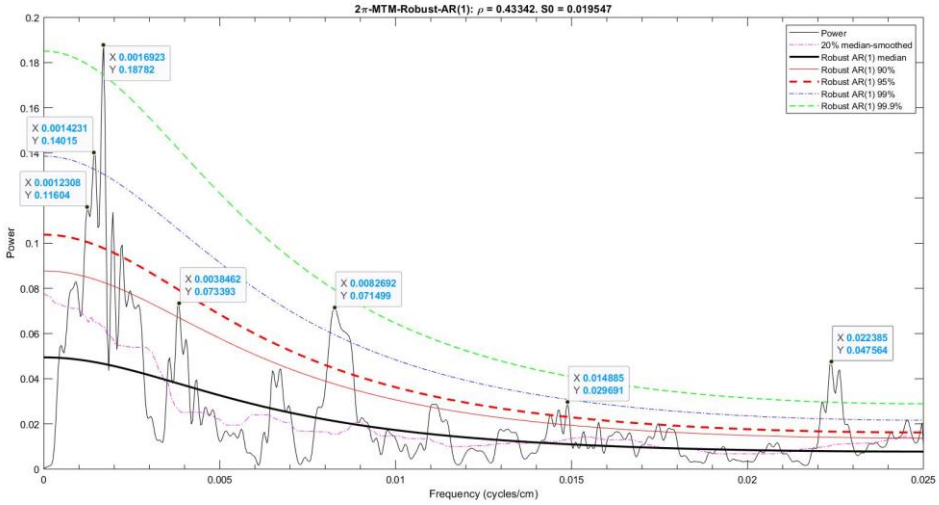
M15. A csővári Ca adatsor teljesítményspektruma



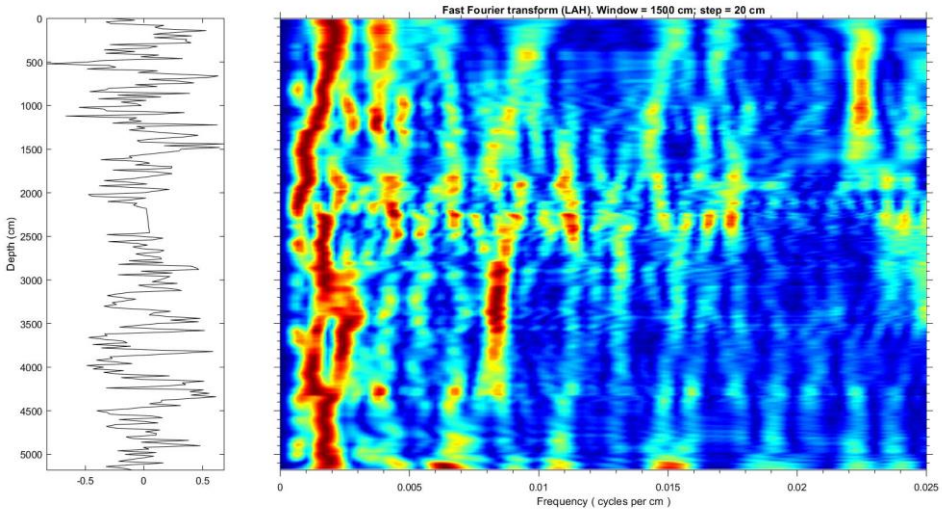
M16. A csővári Ca adatsor spektrogramja



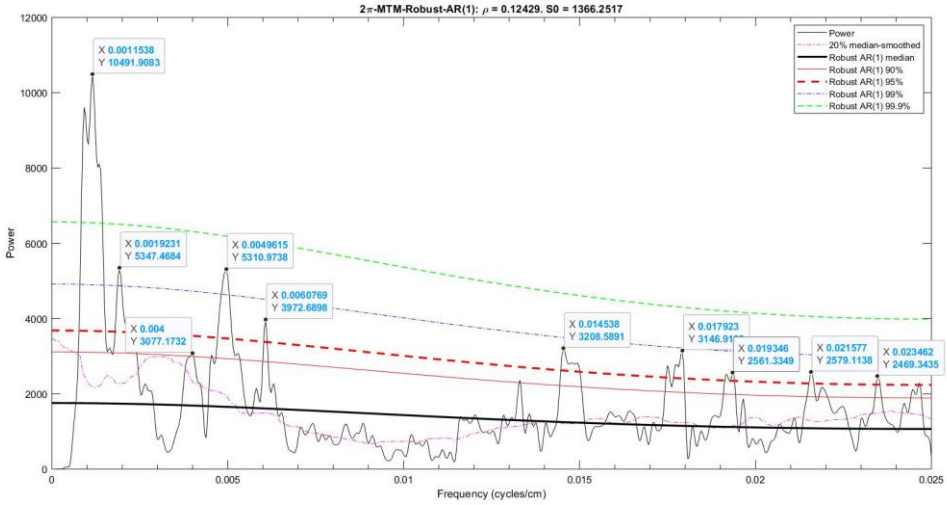
M17. A csővári Fe adatsor teljesítményspektruma



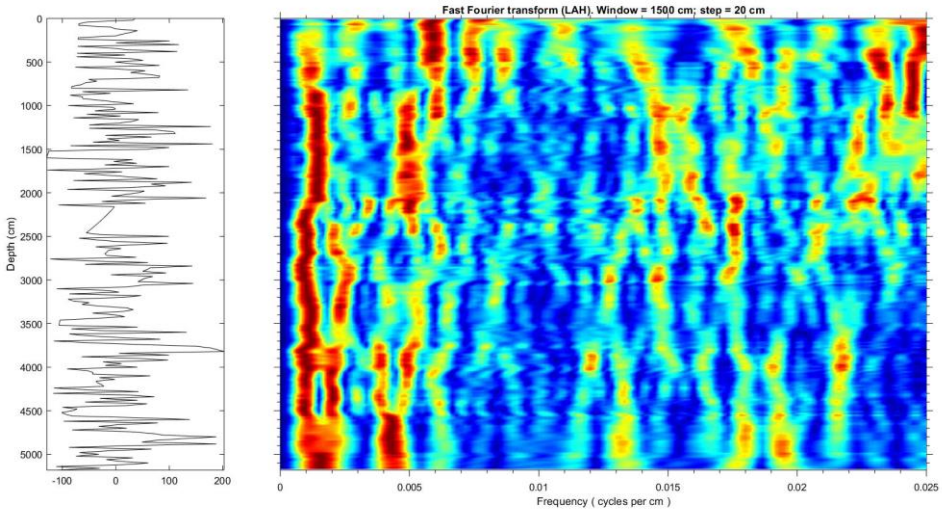
M18. A csővári Fe adatsor spektrogramja



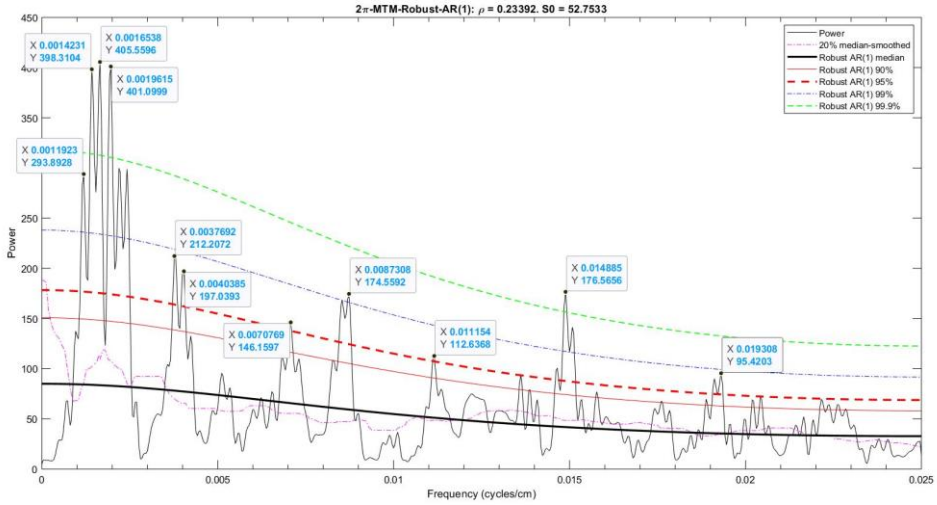
M19. A csővári Mn adatsor teljesítményspektruma



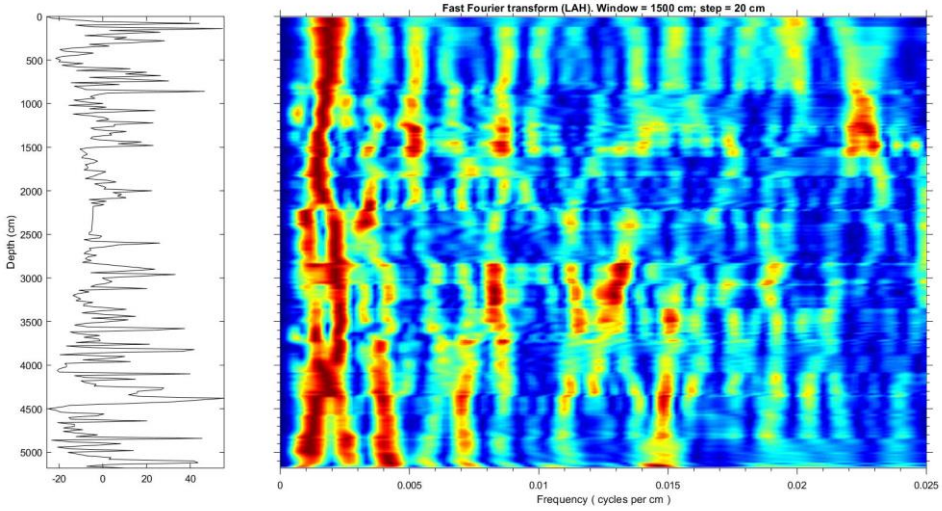
M20. A csővári Mn adatsor spektrogramja



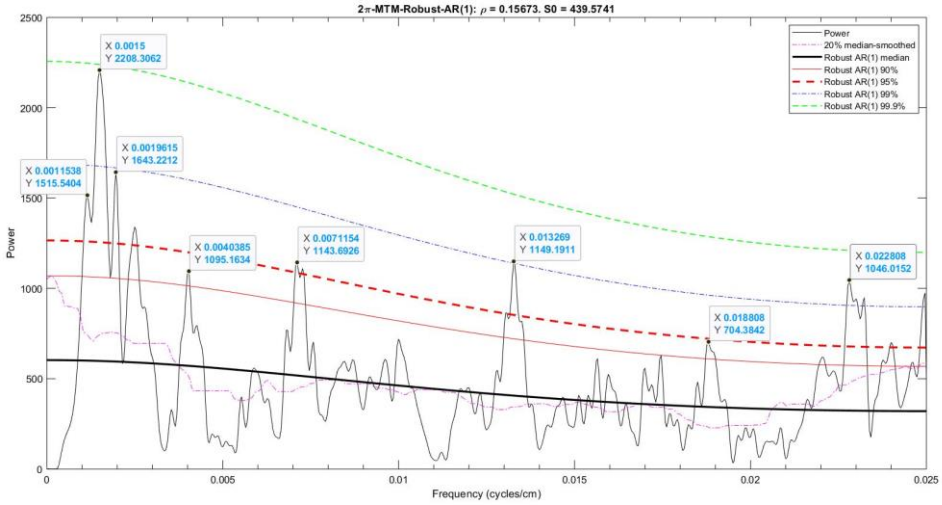
M21. A csővári Si adatsor teljesítményspektruma



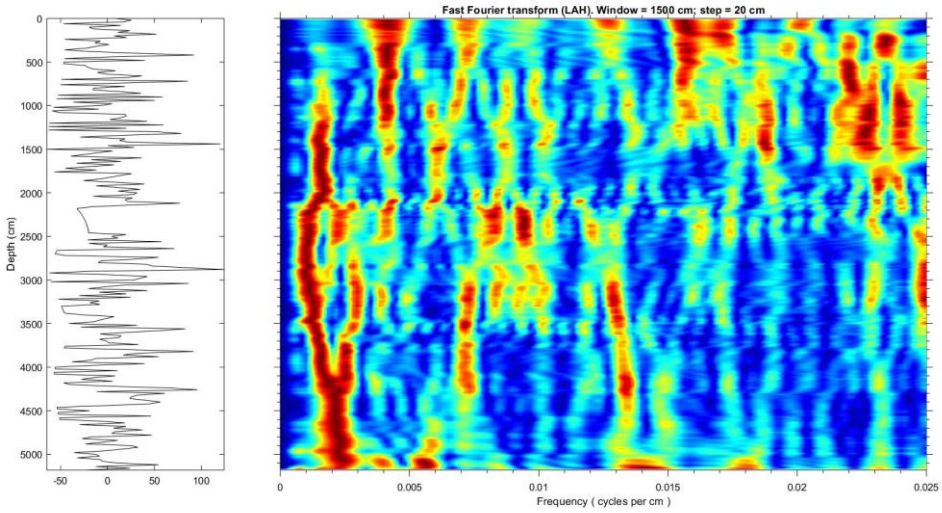
M22. A csővári Si adatsor spektrogramja



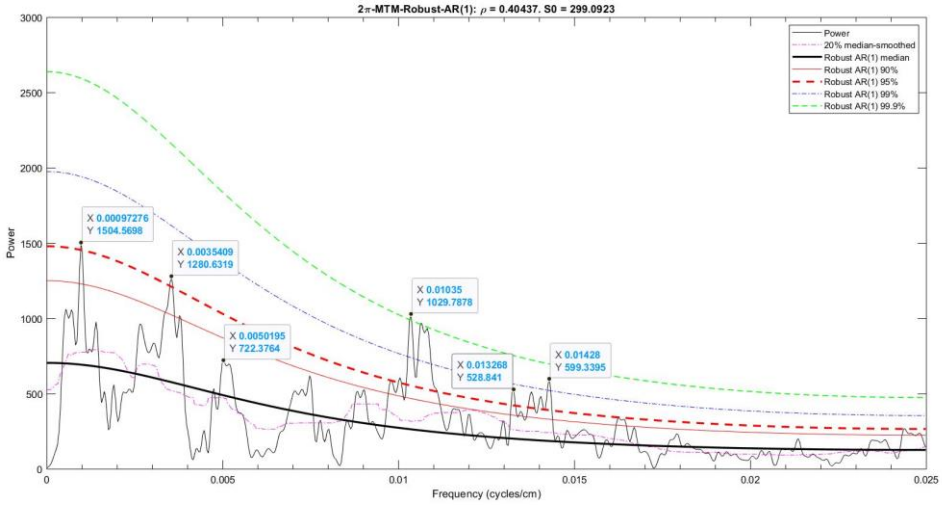
M23. A csővári adatpótolt Ti adatsor teljesítményspektruma



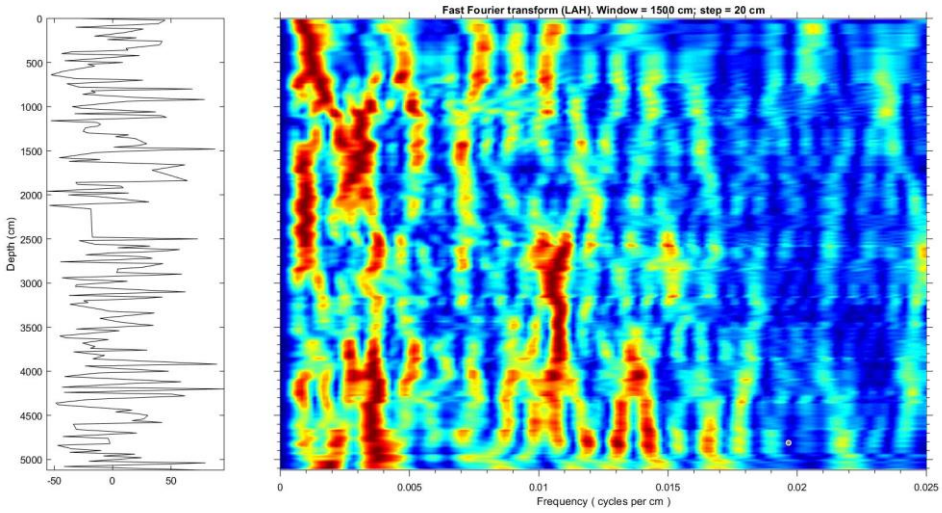
M24. A csővári adatpótolt Ti adatsor spektrogramja



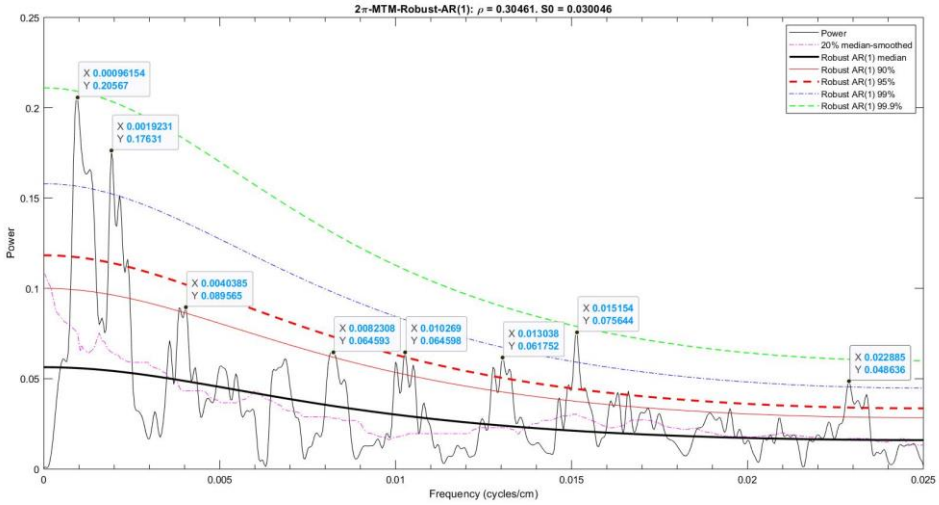
M25. A csővári V adatsor teljesítményspektruma



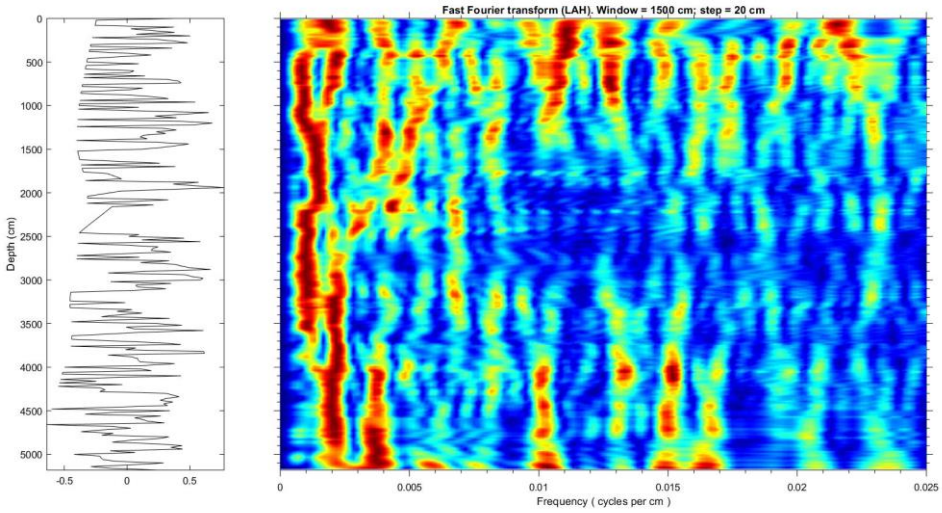
M26. A csővári V adatsor spektrogramja



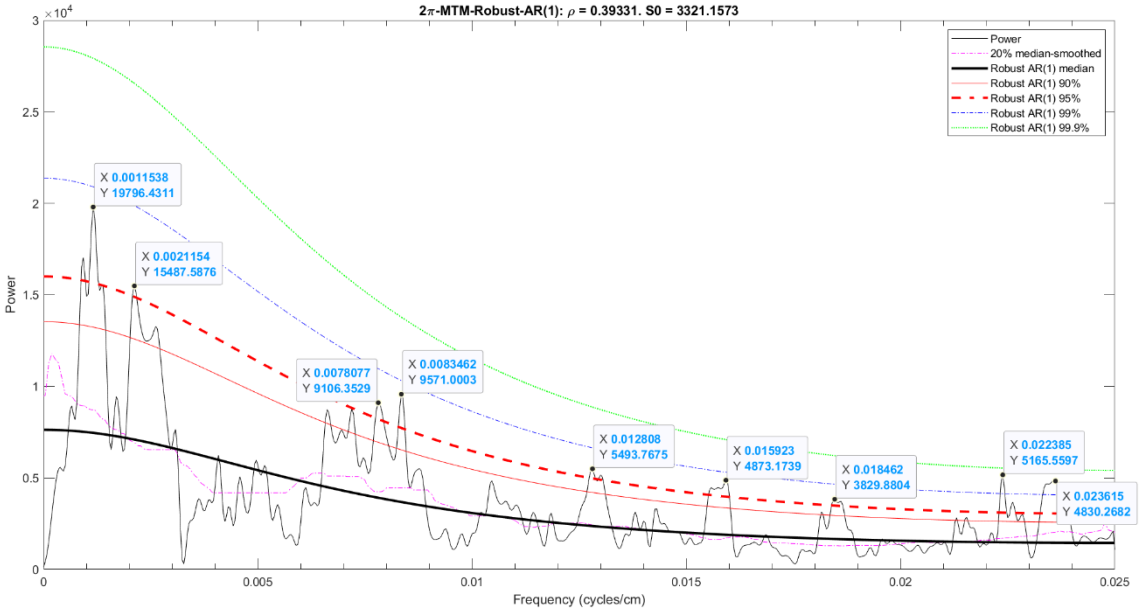
M27. A csővári Y adatsor teljesítményspektruma a kiugró értékek eltávolítása után



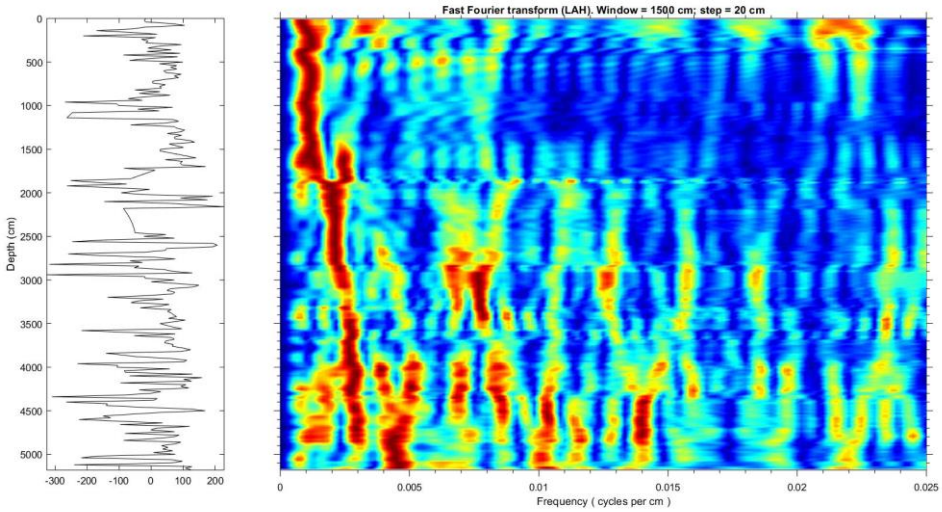
M28. A csővári Y adatsor spektrogramja a kiugró értékek eltávolítása után



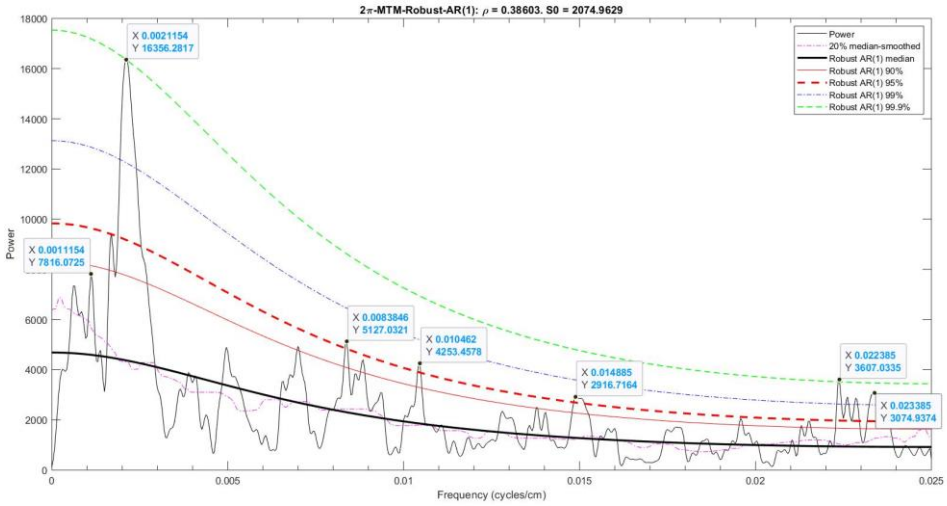
M29. A csővári $\delta^{13}C$ adatsor teljesítményspektruma az első kiugró érték eltávolítás után



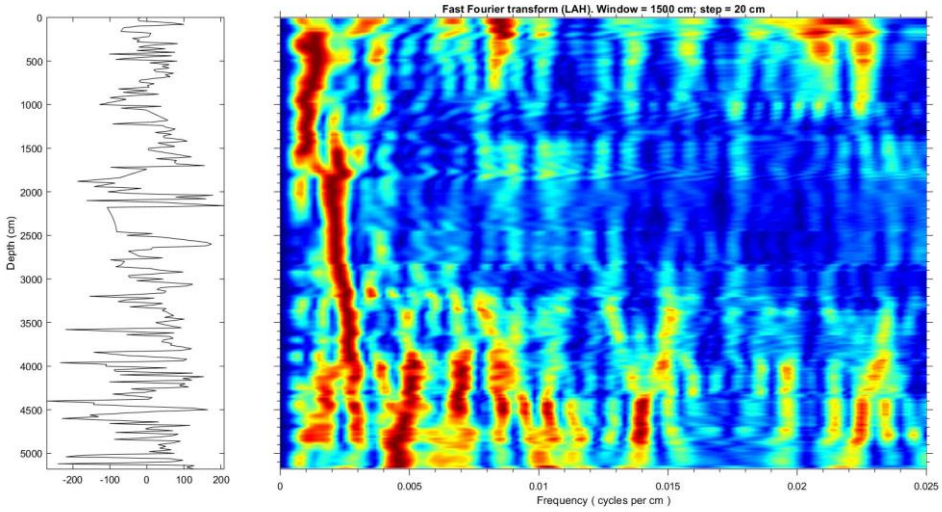
M30. A csővári $\delta^{13}C$ adatsor spektrogramja az első kiugró érték eltávolítás után



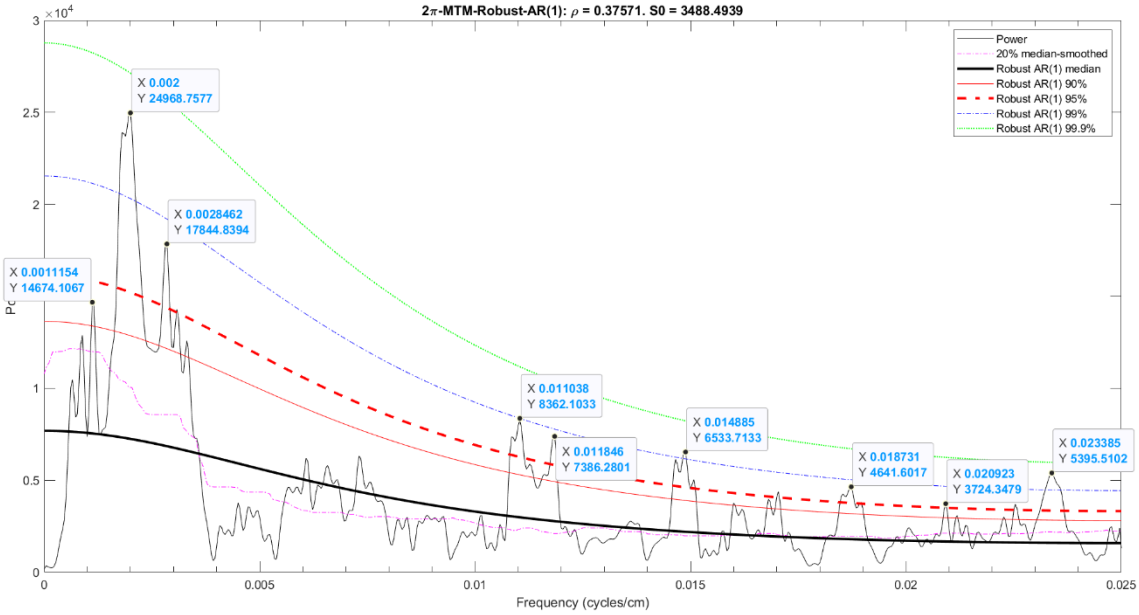
M31. A csővári $\delta^{13}C$ adatsor teljesítményspektruma a második kiugró érték eltávolítás után



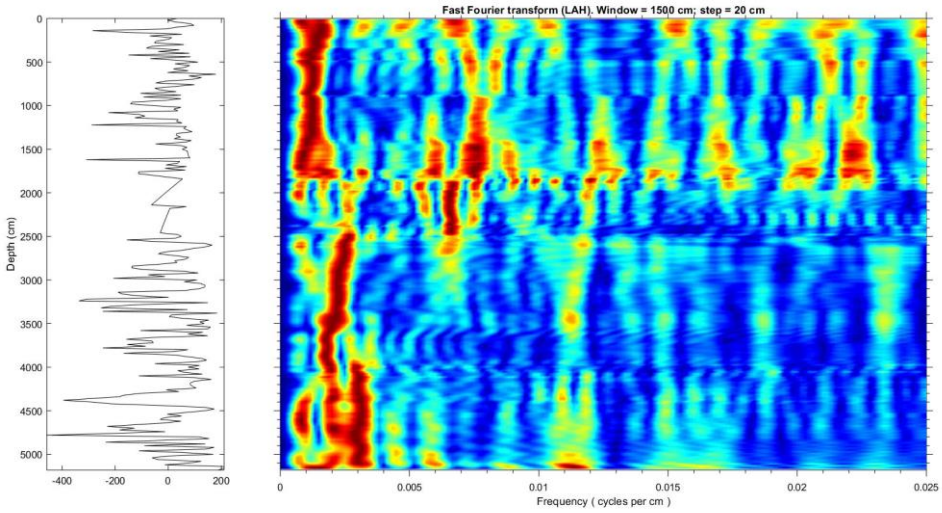
M32. A csővári $\delta^{13}C$ adatsor spektrogramja a második kiugró érték eltávolítás után



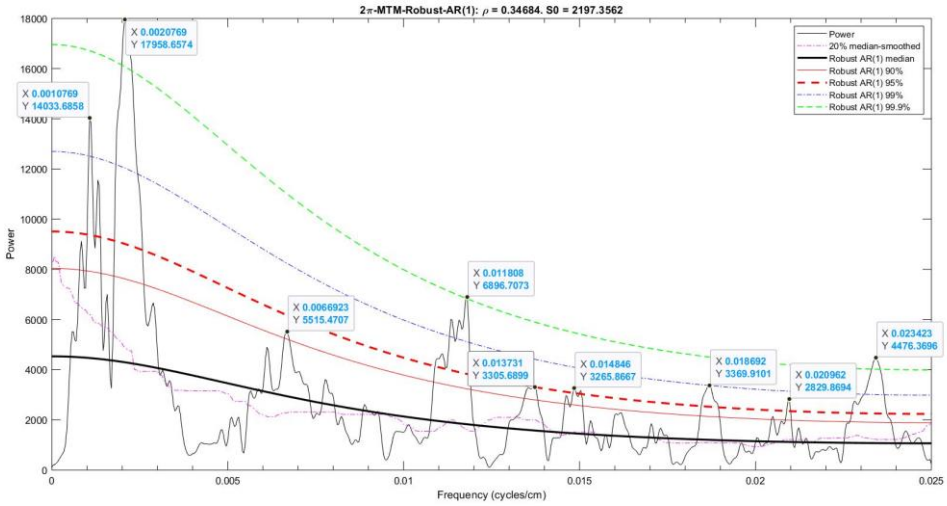
M33. A csővári $\delta^{18}O$ adatsor teljesítményspektruma az első kiugró érték eltávolítás után



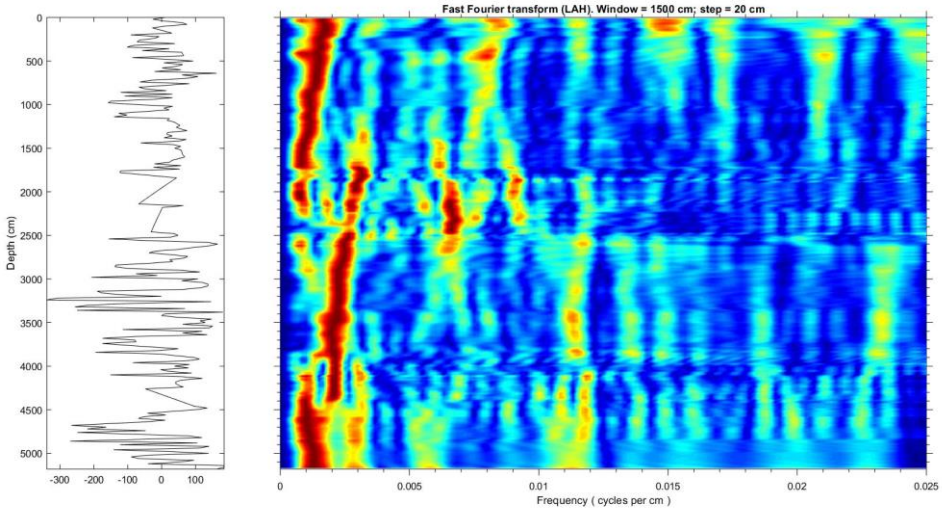
M34. A csővári $\delta^{18}O$ adatsor spektrogramja az első kiugró érték eltávolítás után



M35. A csővári $\delta^{18}O$ adatsor teljesítményspektruma a második kiugró érték eltávolítás után



M36. A csővári $\delta^{18}O$ adatsor spektrogramja a második kiugró érték eltávolítás után



Nyilatkozat

Név: Vallner Zsolt

Kar/szak: ELTE Természettudományi Kar, Geológus MSc

Neptun kód: DLFUHI

Szakdolgozat címe: Magyarországi triász-jura határszelvények ciklussztratigráfiai vizsgálata

A szakdolgozat szerzőjeként fegyelmi felelősségem tudatában kijelentem, hogy a dolgozatom önálló munkám eredménye, saját szellemi termékem, abban a hivatkozások és idézések standard szabályait következetesen alkalmaztam, mások által írt részeket a megfelelő idézés nélkül nem használtam fel.

Mihályháza, 2020. május 27. ……

a hallgató aláírása