

A sekélytengeri karbonátrétegsorokban megjelenő paleotalajok sajátos jellegei és értelmezésük problémái – áttekintés

MINDSZENTY Andrea

ELTE TTK Földrajz- és Földtudományi Intézet, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék,
1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C. E-mail: andrea.mindszenty@gmail.com

The controversial nature of paleosols related to shallow marine carbonate depositional sequences – A review

Abstract

The study of paleosols, intercalated in cyclic shallow water carbonates sediments, dates back to the 19th century. For a long time, they were considered simply as indicators of subaerial exposure. Only in the '80-ies of the 20th century their significance in assessing the duration of the subaerial episodes became realized. By the analogy of modern soils, the degree of development (soil maturity index) of pedogenically modified horizons seemed to be promising in this respect. Also, the climate signal potentially present in paleosols has been often used with the hope of supporting climate reconstructions. More and more detailed studies, however, revealed that the analogue of modern soils has to be applied with extreme caution. They proved to be much more sediments than just old soils and even their preserved climate signal turned out to be less straightforward than previously expected. The present paper is an attempt to evaluate some of the apparent controversies of these ambivalent formations and also to show how – despite the obvious difficulties – they may be all the same, useful tools in the paleoenvironmental reconstruction. Finally, the role of the study of intraformational paleosols in understanding some hitherto overlooked details of subtle geodynamically controlled subsidence-anomalies of otherwise passive carbonate platform environments is pointed out.

Keywords: paleosols, microkarst features, calcretes, carbonate cycles, intraformational exposure, regional unconformities, geodynamics, subsidence history, duration of exposure, early diagenesis

Összefoglalás

A sekélytengeri karbonátciklusokhoz kapcsolódó paleotalajok tanulmányozása hosszú múltra tekint vissza. Sokáig csak a szárazulati kitétség kétségtelen bizonyítékaiként hasznosították őket, majd a '80-as évek második felétől egyre több olyan kísérlet látott napvilágot, amelyek a paleotalajok fejlettségi fokát figyelembe véve – talajtani analógiák alapján – a szárazulati epizódok időtartamát próbálták megállapítani a segítségükkel, sőt megkíséreltek belőlük közvetlen klimatikus információt is kinyerni. Az egyre részletesebb vizsgálatok azonban számos olyan részletet tártak fel, amelyekből kiderült, hogy a talajtani analógiák csak nagy körültekintéssel és a mindenkori üledékképződési környezet sajátosságait szem előtt tartva alkalmazhatók a paleotalajokra, s a klímajel sem nyerhető ki belőlük olyan közvetlenül, ahogy azt kezdetben gondolták. Jelen cikk a karbonátos aljzathoz kötött paleotalajok értelmezésének ellentmondásait és lehetőségeit igyekszik feltárni, és utal e képződmények szerepére a nagyobb kéregszezmensek süllyedéstörténeti anomáliáinak leírásában.

Tárgyszavak: paleotalaj, paleokarst, kalkrét, karbonátplatform, szárazulati kitétség, korai diagenézis

Bevezetés

Az üledékes rétegsorokban megjelenő paleotalajok szárazföldi képződmények lévén minden esetben szárazulati diszkordancia-felületekhez (unkonformitásokhoz, üledékhézagokhoz) kötődnek. Arra hívják fel a figyelmünket, hogy az

üledékképződés (lett légyen az tengeri, tavi, folyóvízi vagy eolikus) valami okból szünetelt. E szünet időtartama alatt szárazulati körülmények uralkodtak, s az üledékfelhalmozódástól mentesült – az atmoszférikusnak kitétt – térszínen megindulhatott a talajosodás. Amikor az üledékképződés folytatódott, a szünet idején képződött talaj (vagy annak marad-

ványai) megőrződhetnek, s elvileg a talajtani ismeretekkel is rendelkező szedimentológus számára fontos felvilágosítással szolgálhatnak az üledékhiány idején uralkodott körülményekről (klíma, domborzati helyzet, növénytakaró), sőt – szerencsés esetben – a talajképződésre fordított időről is.

A karbonátos rétegsorokban fellelhető üledékhiányok alapvetően kétfélék:

- rövid időtartamú (10^3 – 10^5 év nagyságrendű), ún. intraformacionális hézagok
- nagy regionális diszkordancia-felületekhez köthető, hosszú időtartamú (10^5 – 10^6 év nagyságrendű vagy annál hosszabb) szárazulati eseményekhez kötött, ún. „geosolok” (RETALLACK 1990).

Az intraformacionális szárazulati eseményekhez kötődő talajok jellemző módon a globális *eusztatikus tengerszint ingadozásokat*¹ tükröző, ciklusos felépítésű karbonátplatform rétegsorok sajátjai (Lofer-ciklusok A-tagjai; FISCHER 1964; VÉGH-NEUBRANDT 1982; HAAS 1988, 1994). Ha elfogadjuk, hogy a *teljes cyclothema*² a Milankovich-frekvencia értelmében nagyságrendileg ~20 ezer évet képvisel, akkor a talajosodási epizódok tartama a platform süllyedési rátáját is tekintetbe véve néhány 1000 év vagy annál kevesebb is lehet (WRIGHT 1994). A hosszú időtartamot képviselő „geosolok” létrejöttéhez szükséges szárazulati esemény ezzel szemben általában tektonikus eredetű kiemelkedés, amely többnyire jelentős erózióval s ennek folytán a tényleges szárazulati esemény tartamát jelentősen meghaladó (akár több 10 millió évet kitevő), ún. látszólagos üledékhézaggal társul (pl. SLOSS 1963). Jelen cikk kutatástörténetileg érinti a hosszú időtartamú szárazulati eseményekhez kötődő paleotalajokat is, de elsősorban az intraformacionális karbonátos paleotalajokra összpontosít. Makroszkópos és mikroszkópos jellegeiket sorra véve igyekszik használható ismerveket közreadni annak érdekében, hogy ezeket az üledékképződés és a pedogenezis határmezsgyéjén létrejövő képződményeket terepi és laboratóriumi vizsgálatok alapján helyesen lehessen meghatározni.

A karbonátos környezet paleotalajainak rövid kutatástörténete

Rövid időtartamú, intraformacionális paleotalaj-sorozatok

A karbonátkörnyezet rövid időtartamot képviselő paleotalajairól szóló első híradást WEBSTER (1826), majd néhány évvel később BUCKLAND (1837) paleobotanikai ihletésű munkáiban találjuk. Mindketten a dorseti partok Purbecki-rétegeiből gyűjthető növénymaradványokra lettek figyelmesek. BUCKLAND cikkében látványos rajzot közöl a

¹ Eusztázia (v. eusztatikus változások): a tengerszint globálisan egyidejű változásai/ingadozásai.

² Cyclothema: Olyan rétegek egymás utáni sorozata, amelyek egy üledékes ciklus eredményeként jöttek létre.



Section of the Dirt-bed in the Isle of Portland, showing the subterranean remains of an ancient Forest. De la Beche.

1. ábra. Az angliai Purbeck Formáció Portland szigetén feltáródott paleotalajsíntjének eredeti rajza BUCKLAND 1837-ben kiadott munkájából (RETALLACK 1990 nyomán).

Figure 1. The original drawing of BUCKLAND (1837) of the Jurassic paleosol horizon exposed on the Island of Portland (Purbeck Formation, Dorset, England) (from RETALLACK 1990)

Portland szigetén feltáruló Purbecki Formáció egy réteglapjához kötött fosszilis erdőrésztlet fatuskóiról (1. ábra).

E korai leletek szedimentológiai, illetve paleotalajtani vonatkozásai iránt az érdeklődés, hosszú szünet után, csak a múlt század ötvenes-hatvanas éveiben élénkült fel. Az Alpok triász képződményeivel foglalkozó SCHWARZACHERnek, majd FISCHERnek feltűnt, hogy a sekélytengeri karbonátrétegsorokat több-kevesebb szabályszerűséggel agyagos, illetve meszes-breccsás szintek szakítják meg, s ezek magyarázatául az üledékképződési környezet ismétlődő, rövid időtartamú szárazra kerülését vetették fel (SCHWARZACHER 1947, FISCHER 1964). E felismerés indította el az intraformacionális paleotalajok karrierjét, melyekről 1994-ben V. P. WRIGHT tett közzé nagyobb lélegzetű áttekintő ismertetést. A tudománytörténeti értékű Purbecki-rétegek paleotalaj-szekvenciájának modern szempontok szerinti újrvizsgálata STRASSER (1991) nevéhez fűződik.

Hosszú időtartamú szárazulati eseményt képviselő paleotalajok

Bauxit és terra rossa

A karbonátos környezetek nagy regionális unkonformitásaihoz kötődő, hosszú időtartamot képviselő paleotalajairól az első említést Pietro TURINI velencei mérnök leírásában találjuk. Amint azt BÁRDOSY (1997) tudománytörténeti kutatásai feltárták, TURINI (1808) voltaképp pirites karsztbauxit mállása során képződő alunit felhasználásáról írt. Bár nem ismerte fel, hogy a pirites karsztbauxit voltaképp egyfajta elváltozott paleotalaj, mégis tagadhatatlan, hogy a képződmény első említése az ő nevéhez fűződik. A bauxit talaj jellegű málladékként való felismerése azonban még sokáig váratott magára. BERTHIER 1821-es provance-i felfedezése (Les Beaux) és az azt követő ipari érdeklődés nyomán megélnkülő tudományos kutatás nyomán ma már tudjuk, hogy a BERTHIER által felfedezett karsztbauxitok talaj eredetű, uralkodóan agyagos üledékek, melyek a karszttérszínen felhalmozódva, a ferrallitos talajképződés folyamatainak hatására, hosszú ideig tartó szárazulati

kitevés eredményeként nedves trópusi körülmények között alakultak hasznosítható ásványi nyersanyaggá. A „hosszú idő” ez esetben, talajtani analógiák (kronoszekvenciák) tanúsága szerint sok százezer, akár több millió évet jelent (BUSHINSKI 1967, VALETON 1972, BIRKELAND 1987, RETALLACK 1990). Az így felhalmozódott, talajosodott málladék vastagsága helyenként a 100 métert is elérheti. Mivel a vastagság többszöri áthalmozódás és az üledécsapdákban való összehordódás eredménye, a vastagság és a szárazulati kitevés időtartama között nincs közvetlen összefüggés.

A karsztbauxitokhoz üledéktanilag sokban hasonló terra rossák ugyancsak nagy regionális diszkordancia-felületek karbonátos kőzeteihez kötődnek, de nem rejtenek gazdaságilag hasznosítható Al-feldúsulásokat, és ásványtanilag is különböznek a karsztbauxitoktól. Ennek ellenére a nyilvánvaló üledéktani hasonlóság miatt jelen munkában a karsztbauxitokkal együtt kezeltem ezeket a képződményeket is. A karsztbauxitokról számos összefoglaló munka látott napvilágot (pl. legutóbb BÁRDOSSY 1982 és D'ARGENIO & MINDSZENTY 1995), amelyek azonban inkább szedimentológiai, semmint talajtani megközelítésből foglalkoztak a témával. A terra rossák első leírását NEUMAYR adta 1875-ben. Azóta mineralógusok, geológusok és talajtani szakemberek generációi foglalkoztak velük. A legutóbbi összefoglaló munkák a talajtani jártassággal rendelkező geológusnak, G. DURNNak köszönhetőek (DURN et al. 1999, DURN 2003).

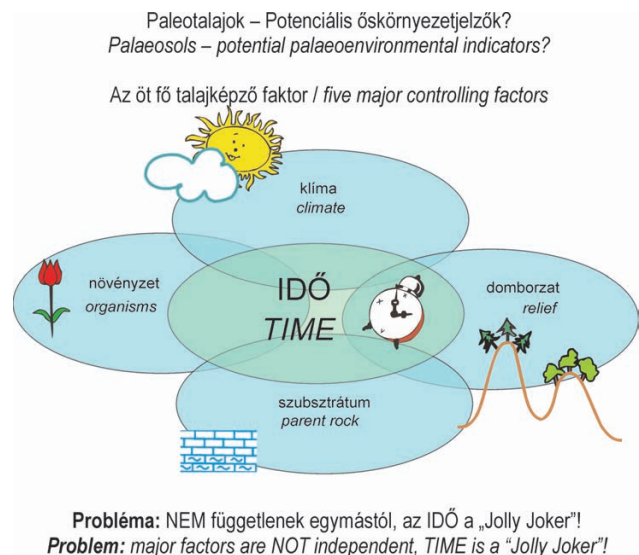
Kalkréttípusú paleotalajok

Egy másik, ugyancsak nagy regionális unkonformitásokhoz kötődő paleotalaj-típus a kalkrétek csoportja, amely a talajszelvényekben koncentrálnak a kalciumkarbonátról kapta a nevét. Ezek a talajok a szemiárid területek jellemzői, ahol a kevés (a párolgásnál kisebb mennyiségű) csapadék nem teszi lehetővé, hogy a talajképző kőzetből, a talajszelvényből a mobilizált kalciumkarbonát kimosódjék. Ennek eredményeként a szelvényben átrendeződik és másodlagos talajkarbonátként bekéregzések, porszerű bevonatok vagy cementatív gumók formájában kicsapódik. A kalkrét (calcrete) elnevezés LAMPLUGH (1902) nevéhez fűződik (*kalkrét–mész-kőtörmelék*). Sajnos azóta többféle értelemben és nem mindig következetesen használják mindenféle másodlagos karbonátimpregnációra. A kalkrétesedésnek a karbonátos kőzetkörnyezet szárazulati eseményeinek szempontjából rendkívüli fontosságát első ízben ESTEBAN & KLAPPA (1983) hangsúlyozták. A jellemzően áthalmozott talajként emlegetett karsztbauxitokkal szemben ezek a karbonátgazdag talajok (talán éppen keménységük, bekéregző mivoltuk okán) leggyakrabban *in situ* mállási kéregként jelennek meg. Eseti, részleges áthalmozódásokról mindössze néhány szakirodalmi tétel tudósít (READ 1974). Egy-egy teljesen kifejtett kalkrétszelvény akár a 10 méteres vastagságot is elérheti, bár a többség mindössze néhány méteres (READ 1974, ARAKEL 1986). Általános vélemény, hogy ezeknek az *in situ* kalkrétszelvényeknek a vastagsága és a létrejöttükhöz vezető szárazulati esemény tartama között közvetlen összefüggés van (minél vastagabb

a szelvény, annál hosszabb időt töltött a szóban forgó talajszelvény a pedogenezis zónájában). Kalkrétek esetében a hosszú időtartam a szakirodalom tanúsága szerint 50 000-tól akár 2,5 millió évig is terjedhet, az átlagos időtartam néhány százezer év körül van (MILNES 1992). A kalkrét-típusú paleotalajok átfogó ismertetését a WRIGHT & TUCKER (1991) szerkesztette *Sedimentology Reprint* kötetben találjuk.

Paleotalajok – Potenciális környezetjelzők?

Amint az a fenti rövid bevezetésből is kitűnik, az egykori üledékképződési környezetek rekonstrukciójára törekvő szedimentológusok számára a karbonátos paleotalajok különösen értékesek lehetnek. Mivel a talajok tulajdonságai alapvetően öt fő tényező: a klíma, a domborzat, a talajképző kőzet v. anyakőzet, a növénytakaró és a talajképződésre fordított idő kölcsönhatásának eredményeként alakulnak ki (2. ábra), minden okunk megvan rá, hogy azt várjuk, hogy a paleotalajok alapos tanulmányozá-



2. ábra. A talajképződést meghatározó tényezők és azok egymáshoz való viszonya

Figure 2. Five major controlling factors of pedogenesis and their interrelations

sa hozzásegíthet az egykori klíma, vegetáció és domborzat, sőt akár az egykori kőzetkörnyezet jobb rekonstrukciójához, valamint esetleg a rétegsorban nem dokumentált idő (a szárazulati epizód) hosszának megállapításához is. Különösen fontos mindez a sekélytengeri karbonátos üledékekkel foglalkozó szedimentológusok számára, mert ezek az üledékképződési környezetek gyakorta változnak, szabályos időközönként szárazra kerülnek, majd ismét előnti őket a tenger, és ennek eredményeként az ilyen környezetekben lerakódó rétegsorokat számos unkonformitás/diszkonformitás szakítja meg.

Az ezekhez kötődő paleotalajok öskörnyezeti indikátorként való felhasználásához az egyes tényezők talajképződésre gyakorolt hatásának értelmezésére van szükség. Itt

találjuk szembe magunkat e *paleotalajok ellentmondásos természetének* első konkrét jelével.

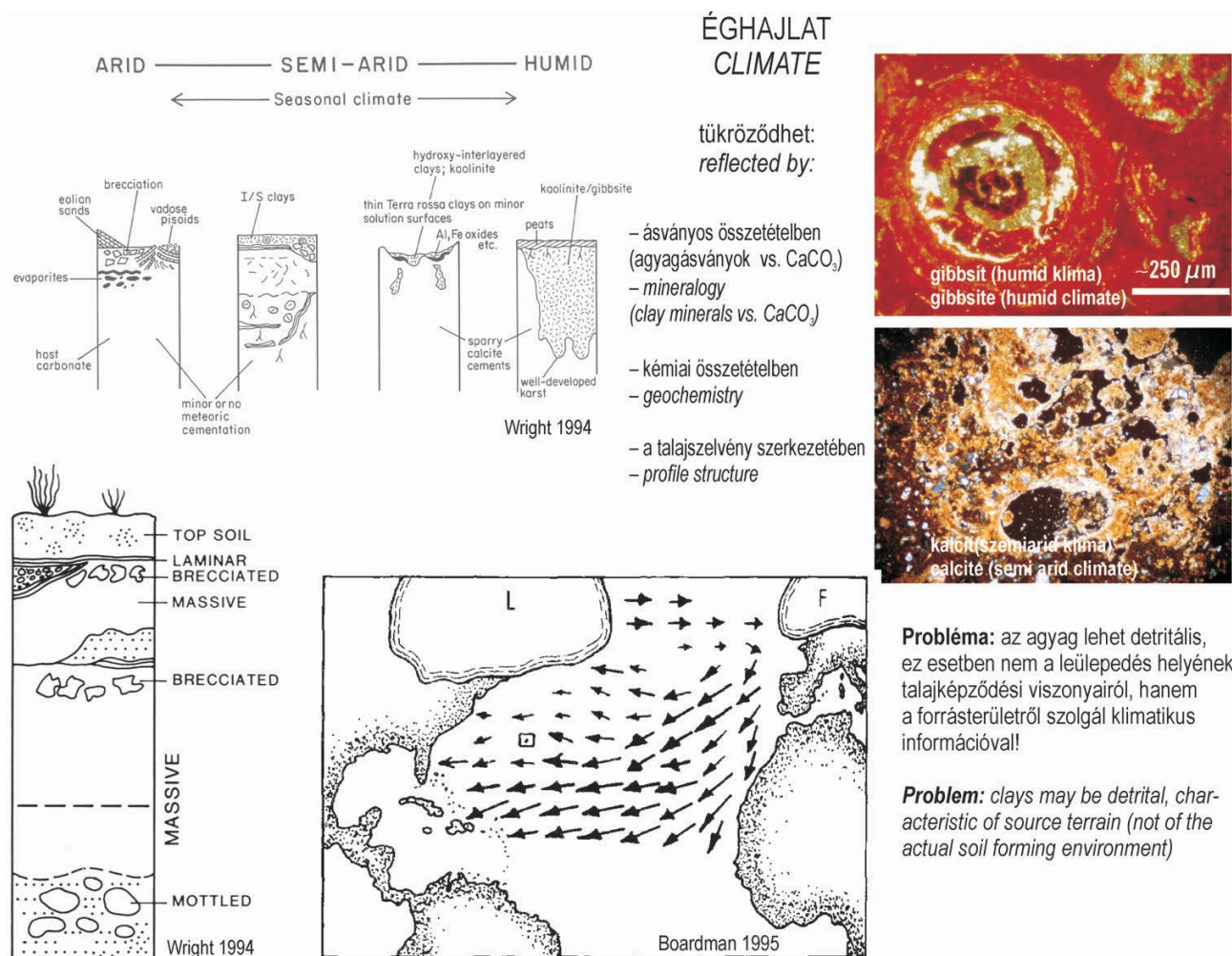
Az említett öt tényező ugyanis korántsem független egymástól. Az anyakőzetnek, de a klímának is fontos szerepe lehet a domborzat és a vegetáció meghatározásában. Mind között az időtényező az, amely – mint a kártyajátékban a *Jolly Joker* – a leginkább meghatározó szereppel bír: ha elegendően hosszú idő telik el, a talajszelvényben olyan jellegek is megjelenhetnek, amelyek normálisan csak meghatározott klímaviszonyok esetén mutatkoznak. Az amerikai talajosztályozási rendszer szerint *ultisol*nak nevezett talajokban például nagyon hosszú idő alatt, nem szigorúan trópusi körülmények között is, a trópusi talajokban észleltékhez hasonló ferrallitosodási jelenségek fejlődhetnek ki (RETALLACK 1990). Ez azt jelenti, hogy a paleotalajnak egy adott talajosztályozási rendszer megfelelő kategóriájába való besorolásával még nem biztos, hogy képesek lehetünk helyesen meghatározni az egykori talajképző tényezőket. Tehát a talaj pusztá megnevezésével nem tudunk következtetni a klímára, illetve a hosszú idejű talajo-

sodás termékei esetén a hosszú idő alatt bekövetkezett – és a talajtulajdonságok által esetleg rögzített – klímaváltozásokra.

A talajképző tényezők hatásának jobb megismerése érdekében érdemes külön-külön megvizsgálni, hogy melyik tényező mely talajtulajdonságokban tükröződhet legjobban.

Az éghajlati viszonyok elsősorban a talaj ásványtani/geokémiai összetételében és a talajszelvény szerkezetének (a talajszintek milyenségének) alakulásában érhető tetten (3. ábra) (BIRKELAND 1984, RETALLACK 1990, WRIGHT 1994, STEFANOVITS et al. 1999).

A talajképződéshez vezető kémiai mállás voltaképp vízzel való cserebomlás (LOUGHNAN 1969), melynek során a primer kőzetalkotó ásványok agyagásványokká alakulnak. Ez azt jelenti, hogy minél humidabb klímán zajlik a mállás, annál agyagosabb lesz az ezen kialakuló talaj. A humiditás mértéke, illetve a talajszelvényen átszivárgó víz oldóhatásának intenzitása (kilúgozódás/lecsapolódás), amely a klíma mellett a domborzati helyzettől és a szubsztrátum



3. ábra. Az éghajlatra vonatkozó információt tárolni képes talajtulajdonságok
 Figure 3. Soil properties potential recorders of climatic information

porozitásától is függ, az agyagfázis konkrét ásványos összetételét határozza meg (kaolinites/gibbsites agyagfázis jelentős mennyiségű csapadékra ($p \gg e$) és kitűnő lecsapolódásra utal, míg pl. tömeges szmektit jelenléte vagy a kevesebb csapadék ($p \ll e$), vagy az elégtelen lecsapolódás biztos jele.) (Itt p a csapadék, e a párolgás.)

Míndez természetesen csak abban az esetben fogadható el valóban biztos klímaindikátorként, ha az agyagfázisról be tudjuk bizonyítani, hogy nem szállítás eredményeként került a talajba, hanem *in situ*, a mállás/talajképződés helyén jött létre. Allochton agyagásványok nem a talajképződés környezetére, hanem a forrásterület klímájára utaló információt tartalmaznak. Kitűnő példája ennek a Bermudák terra rossájának ásványos összetétele. A miocén zátonymésző karsztosodott felszínén települő terra rossa eredetét kutatva derült ki, hogy annak Al-ásványai (kaolinit, boehmit) az afrikai lateritterületekről eolikus úton (passzát szelek) szállított lateritporból származtatható allochton fázisok (MUHS et al. 1990, 2012; FOOS 1991; BOARDMAN et al. 1995), azaz a bermudai szelvényekben nem pedogén, hanem detritális elegyrészként értékelendők. Az ehhez hasonló esetek hívták fel a figyelmet arra, hogy a talajszelvény szerkezete és a talaj egyes mikromorfológiai sajátosságai megbízhatóbb adatokat szolgáltathatnak a talajképződés klimatikus körülményeiről, mint a gyakran bizonytalan eredetű agyagásványok (4. ábra) (WRIGHT 1994, STOOPS et al. 2010, SZENDREI 2000, LANGOHR in VANCAMPENHOUT et al. 2013). Ezekre a jellemzőkre elsősorban akkor lehet támaszkodni, ha a pedogenezis zónájában eltöltött idő (= a talajosodás időtartama) elegendően hosszú volt ahhoz, hogy a szelvény egyensúlyba jusson a klímával. Például egy agyag-illuviációs képletekben bővelkedő, jól fejlett B₁ talajszint megbízhatóan jelzi, hogy a szelvényen

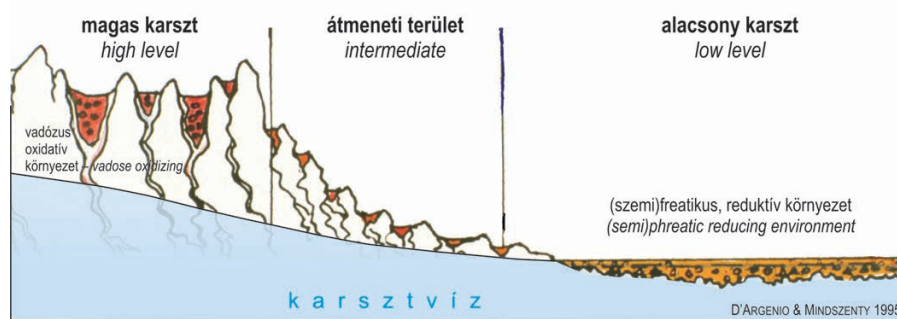
átszivárgó csapadékvíznek volt ideje a szelvény felső szakaszából minden CaCO₃-at kioldani, hiszen tudjuk jól, hogy az agyagfázis csak akkor tud szuszpenzióként szállítódni, és valahol lejjebb illuviális képletek formájában feldúsulni, ha a környezet a szelvény felső részén már teljesen CaCO₃-mentes (RESTALLACK 1990, STEFANOVITS et al. 1999).

A talaj növénytakarójára vonatkozó, legkönnyebben megfejthető információt a növényi makrofossziliák rejtik (lásd a dorseti rétegekben megőrződött, már említett fatuskókat), ezek azonban viszonylag ritkák. A mikropaleontológia fogalmkörébe sorolható sporomorphák és a pollenasszociáció – amennyiben megőrződik – jól kiértékelhető környezetindikátorként szolgálhat, azonban nem kizárólag a helyben élt növényzetre utaló információt hordoz. A nyomfossziliák (gyökérnyomok, talajlakó fauna „biogalériái”, rhizokonkréciók) sokkal inkább a talajképződés helyi viszonyaira utalnak, de az ilyen típusú szisztematikus tanulmányok – legalábbis a karbonátos paleotalajok témakörben – még váratnak magukra.

A talajképződési környezet domborzati helyzetéről leginkább azoknak a talajásványoknak a jelenléte vagy hiánya adhat tájékoztatást, amelyek redoxi-érzékeny elemeket (Fe, Mn) tartalmaznak (5. ábra). A talajszelvény állandó talajvízszint feletti részén (= vadózus vagy telítetlen zóna) oxidatív, míg az alatt (= freatikus vagy telített zóna) redukzív viszonyok uralkodnak. A vadózus zónára utaló jelek magasabb domborzati helyzetre utalnak, míg a freatikus zónára jellemző, pl. hidromorf talajbélyegek egyértelműen az egykori domborzat mélypontjait jelölik ki. Kalkréttípusú talajok karbonátásványainak Mn²⁺ vagy Fe²⁺ tartalmát meghatározva lehetőségünk nyílna az egykori freatikus vagy vadózus zóna helyzetének meghatározására.

DOMBORZAT – RELIEF

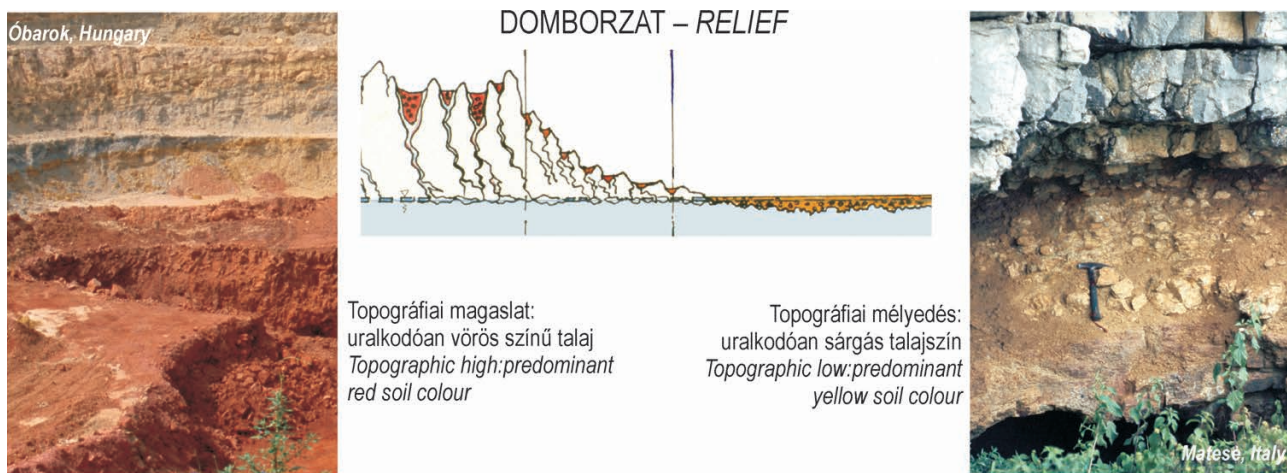
A karsztvízszinthez viszonyított helyzetet jól tükrözi a talaj vastartalmának mineralógiája és geokémiája
Position as related to groundwater table reflected by mineralogy (Fe-minerals) and geochemistry (COLOR!!) of the soil



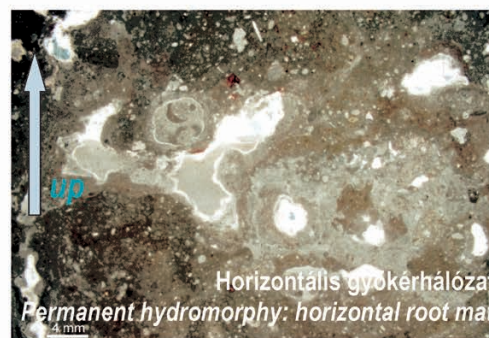
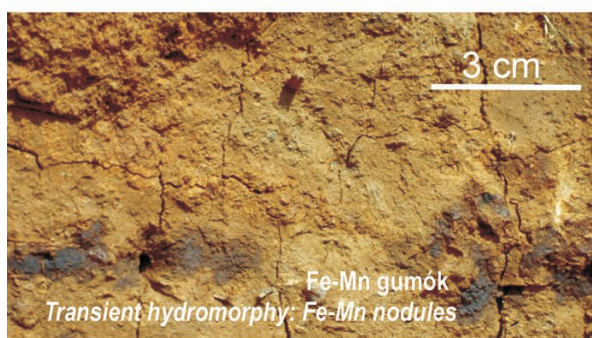
topográfiai magaslaton: telítetlen (vadózus) oxidatív környezet
topographic high: unsaturated (vadose) oxidizing environment
mélyedésben: telített (freatikus) redukzív környezet
topographic low: saturated (phreatic) reducing environment

4. ábra. A talajképződés idején uralkodott domborzati helyzetre jellemző talajtulajdonságok karbonátos aljazaton települő, hosszú időtartamot képviselő, ferrallitos paleotalaj-catena esetén

Figure 4. Soil properties (redox conditions and textures) and the related paleorelief in case of a ferrallitic soilscape which – as a result of long-lasting pedogenesis – has reached equilibrium with the underlying karst



A talajvízszinthez viszonyított helyzetet tükröző egyéb tulajdonságok:
Other features indicative of position as related to gw-table:



Probléma: a domborzati helyzet időben változik (a különböző környezetek hatásai szuperponálódnak)
Problem: paleoposition may change with time (overprints of different pedo environments)

5. ábra. Az egykori domborzati helyzetre (az állandó talajvízszinttől való távolságra) utaló litológiai és mikromorfológiai jellegek néhány példája
Figure 5. Some lithological and micromorphological features recording the paleoposition of soil formation above groundwater/karstwater table

A talajok vagy üledékek pórusait állandó jelleggel vagy legalább tranziens módon kitöltő, stagnáló talajvíz számos egyéb nyomot is képes hátra hagyni. A talajban glejjesedésnek nevezett, vas-mobilizációs jelenségek, a gumós megjelenésű Fe-Mn-oxid-dúsulások, a ferro- és ferrivas tartalmú ásványok együttes megjelenése, a talajban megőrződő, növényi eredetű szerves anyag, a laterális (nem függőlegesen lefelé hatoló) gyökérhálózat, a biogalériákat/pórusokat kitöltő izopach (hangsúlyozottan nem sztalaktit- vagy meniszkusz jellegű) cementfázisok *együttesen* kitűnő indikátorai lehetnek például az egykori talajvízszint-közeli helyzetnek. Sokszor a paleotalajok színe már önmagában is hasznos paleokörnyezeti útmutatóként szolgálhat: a vörös szín azt jelzi, hogy a talaj eltemetődésekor a Fe-ásványok már olyan mértékben stabilizálódtak, hogy az eltemetődéssel szükségszerűen együtt járó hidrológiai változás (telítetlen → telített) nem tudott nyomot hagyni rajtuk. A stabilizáció feltétele, hogy a lefedődést megelőzően a talaj kellően hosszú ideig jó lecsapolódási környezetben lett légyen, és ennek következtében a benne felhalmozódott, növényi eredetű szerves anyag teljes egészében elbomlott légyen. Emellett szükséges a – legalább évszakosan érvényesülő – szárazság, hogy ezáltal a talaj metastabil Fe-hidroxidjai stabilis Fe_2O_3 -má (hematit) alakulhassanak. Ha a paleotalaj zöldesszürke színárnyalatot

mutat, ez azt jelenti, hogy benne a szárazulati eseményt követő tengerszint-emelkedés és az ezzel összefüggő lefedődés pillanatában még volt el nem bomlott növényi szerves anyag, valamint hogy a Fe-oxid/hidroxid-ásványok ugyanekkor még nem érték el a végleges stabilizációt. Az eltemetődő talaj pórusait kitöltő brakk, majd tengeri összetételű pórusvíz SO_4 -tartalma a szerves anyag lebontását végző anaerob mikrobák számára lehetőséget kínált a szulfát-ionok mellett a ferrivas redukációjára is. Az így fokozatosan növekvő koncentrációjú S^{2-} az instabil vasásványok redukálódó vastartalmával összekapcsolódva finom eloszlású pirit képződéséhez vezetett. Ettől a korai diagenetikus ásványfázistól és a ferrovas tartalmú agyagásványoktól származik a zöldesszürke szín.

A fentiekben alapuló paleodomborzati rekonstrukciók esetében mindazonáltal óvatosan kell eljárunk. Ha a talaj nagyon hosszú időt tölt el a pedogenezis zónájában, és eközben, esetleg akár többszörösen is, megváltozik a paleotalajvíz-szinthez viszonyított helyzet, akkor előfordulhat, hogy alapos paragenetikai elemzés hiányában nem fogjuk tudni jól elkülöníteni egymástól a pedogén és a diagenetikus fázisokat.

A talajszelvény fekéje (az anyakőzet) karbonátos környezetben mind kémiai összetétele, mind fizikai tulajdon-

ságai okán kiemelt figyelmet érdemel. Kiapadhatatlan CaCO_3 -forrás lévén azt eredményezheti, hogy a rajta kialakuló talajszelvény bázisegyensúlya eleve a CaCO_3 -tartalom felé tolódik el. Ennek elsősorban a hidromorf talajok esetében van jelentősége, amelyekben a CaCO_3 -kiválás nem feltétlenül arid klímajelként értelmezendő, hiszen eredhet akár mészteltített talajvízzel való kölcsönhatásból a freatikus zónában vagy annak határán is, ahol a talajvíz és a szubsztrátum között épp beállt az egyensúly.

Az anyakőzet fizikai tulajdonságai sokféleképpen befolyásolják a kialakuló talajszelvényt. Ezt mindenképp figyelembe kell vennünk, ha meg akarjuk érteni a talaj mikromorfológiai sajátosságait. Fontos tudomásul vennünk, hogy a talajképző folyamatok karbonátos környezetben másképpen fejtik ki hatásukat akkor

- ha nem konszolidált („friss”) üledék szárazra került felszínén indul meg a talajosodás, vagy
- ha a szubsztrátum korábban már litifikálódott, stabil ásványos összetételű kőzet.

A különbség hasonló a paleokarszt-kutatásban már polgárjogot nyert *bahamai* („mineral-controlled”) és *alpesi* („water-controlled”) típusú karsztosodási folyamatok közti különbséghez. A laza, nem konszolidált, karbonátos üledék diffúz porozitása és összetételbeli inhomogenitása (kalcit, Mg-kalcit, aragonit) a szárazra kerülést közvetlenül követő szakaszban kiváló lehetőséget kínál a gyökerek, illetve a talajlakó fauna aktivitásának köszönhető pedoturbációra. Ezáltal a szárazra került üledék karbonátszemcséi, valamint az esetleg hozzájuk adódó eolikus eredetű agyagásványok alaposan elkeveredhetnek a talaj szerves anyagával. A karbonátfázis átrendeződése (az oldható szemcsékből – aragonit, Mg-kalcit – szabadabbá váló kalciumkarbonát stabilabb szerkezetű módosulattá, kalcittá alakulása) ezt a keveréket szilárd kéreggé cementálja, amely a továbbiakban e képződményt megvédi a lepusztulástól. Kitűnő példáit látjuk ennek a Bahama-szigetek $A-B_k-C^3$ típusú talajszelvényeiben. Nyilvánvaló, hogy e folyamat az üledék ásványtani stabilizálódását és litifikációját segíti elő, azaz a bahamai és alpesi scenárió közötti különbség fokozatosan eltűnik: a nem konszolidált üledék felszínén meginduló, korai talajosodási környezet helyét a rendzinák (vagy megfelelő klímaviszonyok esetén a terra rossák) képződéséhez vezető környezet veszi át. Mind a rendzina, mind a terra rossa a már korábban litifikálódott kőzetfelszínen zajló pedogenezis termékei. Az $O/A-(B_k)-C-R$ szelvény-szerkezetű rendzinák szerves anyagban gazdag felszíni szintje alatt finom karbonáttörmelékkel vegyes agyagos szint, majd ez alatt a felbreccsásodott anyakőzet (C) és legalul a kompakt, litifikált karbonátkőzet (R) következik. A terra rossa – annak megfelelően, hogy intenzívebb oldódással

³ A paleotalajszelvények szintjeinek standard jelölése, a talajtanból vett terminológia szerint, fentről lefelé: O/A = szerves anyagban gazdag felszíni/felszínközeli szintek; E = eluviális(kilúgozódsági) szint; B = illuviális, anyagfelhalmozódsági szint; B_k = mészgazdag felhalmozódsági szint; B_s = sesquioxidokban gazdag szint; B_a = agyagfelhalmozódsági szint; C = átmeneti szint a szubsztrátum felé; R = üde szubsztrátum („anyakőzet”). A talajszintek betűzése nem tévesztendő össze a Lofler-cyclo-témák A, B, C tagjainak ugyancsak nagybetűs jelölésével!

jellemezhető környezetben képződnek – agyagban gazdagabbak, CaCO_3 -ban és szerves anyagban szegényebbek, mint a rendzinák, szelvény szerkezetük: $A-B_k-C-R$.

Karbonátos kőzetek felszínén a karsztosodás és a talajképződés szimultán zajló folyamatok. A felszín ezért idővel egyre egyenetlenebbé válik. Az ilyen felszínen az erózió, a szállítás és a keletkezett talaj (valamint a szubsztrátum feltöredezett részének) folyamatos áthalmozódása elkerülhetetlen, s ezek nem segítik elő a korai talajosodásra jellemző szöveti/mikromorfológiai bélyegek megőrződését. Ezért van az, hogy a karbonáttérszínen, a hosszú időtartamot képviselő, érett, jól fejlett paleotalajokban a legtrikább esetben lelhetők fel a korai talajosodásra utaló jelek. Ezeknek csak a relatíve rövid idő alatt kialakult, intraformációs paleotalaj szekvenciákban van megőrződési potenciálja, ahol a talajok, a szubsztrátum teljes litifikációját megelőzően, a korai stádiumban már el is fedődnek.

Már a fentiekből is látható, hogy a talajképződésben szerepet játszó öt meghatározó tényező (szubsztrátum, domborzat, klíma, növénytakaró és időtartam) közül – kiváltképp a karbonátos paleotalajok esetében – a legfontosabb s egyben a legambivalensebb valóban a talajképződésre fordított idő. A recens talajokkal foglalkozó pedológiai ismeretanyagra támaszkodva kimondható, hogy adott helyen minél hosszabb időt tölt el egy képződmény a pedogenezis zónájában, annál vastagabb lesz a rajta kialakuló talajszelvény, s egyben annál fejlettebb lesz annak szerkezete (fokozatosan eltűnik a szubsztrátum eredeti rétegzettség, megjelennek a talajszintek, s egyre nyilvánvalóbbá lesznek az ún. diagnosztikus bélyegek, amelyeket a talaj, illetve a talajszintek ásványtani és kémiai összetételével tudunk kvantitatíve jellemezni). A tapasztalatok szerint elegendően hosszú idő alatt a talaj egyensúlyba („steady state”) kerülhet a képződését meghatározó klímával és anyakőzettel, azaz – a paleotalajokra alkalmazva ezt az általános elvet – a hosszú időt képviselő paleotalajok jó lehetőséget kínálhatnak a klímarekonstrukcióra. A „steady state” eléréséhez szükséges „elegendően” hosszú idő talajtípusonként más és más. Talajtani kronoszekvenciákból (pl. BIRKELAND 1984 in RETALLACK 1990) tudjuk, hogy *spodosolok* pl. akár néhány száz év alatt egyensúlyba kerülhetnek a környezetükkel, míg *oxisolok* esetében ehhez akár millió évekre is szükség lehet. Sajnos mindez azonban csak az ideális, *in situ* talajszelvényekre igaz. Ha a talajképződéssel egyidejűleg erózió/szállítás/ áthalmozódás, majd a már „előállott” anyag további talajosodása is zajlik, ugyanez az elv csak ügyel-bajjal vagy egyáltalán nem alkalmazható. Márpedig a földtörténeti rétegsorokban megjelenő paleotalajok többségénél e poligenetikus talajokat eredményező folyamatok valószínűségével csaknem mindig számolni kell.

Az időfaktor – kiváltképp, ha hosszú időtartamot képviselő paleotalajokkal van dolgunk – nemcsak a klímajelet, hanem a többi talajképző tényező hatását is torzíthatja. Könnyen belátható, hogy az idő múlásával mind a klimatikus, mind a domborzati tényezők megváltoz(hat)nak. Ha ez bekövetkezik, nincs lehetőség az öt tényező közül bármelyik hatását

úgy elemeznünk, hogy közben a másik négy tényezőt konstans értéken tartjuk, legalábbis a klímát és a pedogenezis zónájában eltöltött idő hatását nem fogjuk tudni megbízhatóan elválasztani egymástól. Azok a hosszú időtartamot képviselő paleotalajok, amelyeknek képződése közben jelentős klimatikus vagy domborzati változások zajlottak le, alkalmatlanok lesznek a változások részleteinek rögzítésére. A jel, amelyet eltárolnak, többnyire „összetett” jel lesz, mely lehetséges, hogy a változásoknak csak időben „átlagolódott” hatásait őrzi. Ha például egy talajszelvény humid klímával kerül egyensúlyba, majd ezt követően megnövekszik az ariditás, elképzelhető, hogy a korábbi szakaszban képződött agyag-illuviációs képletek bár megmaradnak, az ariditás növekedése következtében CaCO_3 fogja cementálni őket – ez esetben a két klimatikus bélyeg ellentmondó jellege és a paragenetikai sorrend rögzíti a klímaváltozást. Ezzel szemben, ha egy jól fejlett kalkrétszelvény, mely egyértelműen arid-szemiárid klímára utal, a továbbiakban humid viszonyok közé kerül, akár teljes egészében áldozatul eshet az intenzív kilúgozásnak – ez esetben semmi nem fog emlékeztetni a korábbi éghajlati viszonyokra. Mindebből az következik, hogy a nagy regionális diszkordancia-felületekhez kötődő (hosszú időtartamot képviselő) paleotalajoktól nem várható, hogy minden esetben tanúskodjanak a földtörténeti múlt nagyfrekvenciájú klímaváltozásairól. Ezek a paleotalajok viszont megfelelően hosszú idő alatt egyensúlyba kerülnek a domborzattal, így jól használhatók paleodomborzati rekonstrukciókhoz.

Ha nagyfrekvenciájú klímaváltozások hatásait akarjuk vizsgálni, olyan paleotalaj-sorozatokat (szekvenciákat) érdemes keresnünk, amelyekben az egyedi paleotalajok ismétlődésének frekvenciája összemérhető a vizsgálni kívánt klímaingadozásokéval, vagy annál kisebb. Ilyen sorozatokat vizsgálva remélhetjük, hogy az egyes paleotalajok pillanatfelvételekként rögzítik számunkra az időben változó klímának a talajképződés idejére jellemző állapotát. E célt legjobban a ciklusos felépítésű karbonátplatform sorozatok paleotalaj-szekvenciái szolgálják.

Ciklusos felépítésű karbonátplatform-sorozatok paleotalaj-szekvenciái

A földtani rétegsorok tanúsága szerint a fanerozoikum folyamán a világtengerek szintje több hierarchikus szinten, különféle okokból (klimatikus, tektonikus és egyéb globális vagy regionális, ill. akár lokális események következtében) fluktuált. A szekvenciasztratigráfiában 1.–3. rendűnek nevezett – alacsonyabb frekvenciájú – fluktuációk periódus-idejének nagyságrendje rendre 100 millió, 10 millió, illetve 1 millió év körüli. Az e változások időbeli lefutását jellemző burkológörbére szuperponálódnak a nagyságrendileg 10–100 ezer éves periódusú, nagyobb frekvenciájú tengerszint-változások, melyek okaként a Föld Nap körüli pályájának rendellenességeiből (excentricitás, tengelyferdeség, precesszió stb.) fakadó energiamérleg-változások jelölhetők meg. Közülük a precesszió ~20 ezer éves periódusát nevezi

a szedimentológia Milanković-frekvenciának. A Milanković-jelenség eredménye a Föld éghajlatának, s ezzel szoros összefüggésben a globális tengerszintnek a 20 ezer éves periódusú oszcillációja is, amely különösen jól tükröződik a kiemelten környezetérzékeny, sekélytengeri karbonátplatformok üledékeiben.

A ciklusos felépítésű, sekélytengeri karbonátüledékek esetében az egy-egy elemi tengerszintváltozási ciklus „termékének” tekinthető üledéksort, amely a relatív tengerszintesítés következtében szárazra kerülő, majd a tengerszint emelkedése miatt ismét elöntött platformon rakódik le, FISCHER (1964) nyomán ciklotémának nevezzük. A ciklotéma részei: A-tag: paleokarsztos felszín/paleotalaj, B-tag: árapályövi, algagyepes üledék, C-tag: árapályöv alatti mikrites üledék molluszkákkal (FISCHER 1964).

A paleotalajok uralkodóan karbonátos vagy uralkodóan agyagos összetétele elvileg megbízható klímaindikator kellene, hogy legyen. A talajszelvény vastagsága és szerkezete emellett jó tájékoztatással szolgálhatna a pedogenezis zónájában eltöltött időről is. A szárazulati epizódokat az ilyen sorozatokban – számos lokális tényező mellett – elsősorban az eusztatikus tengerszintváltozások frekvenciája, amplitúdója, valamint ezeknek a platformsüllyedés üteméhez való viszonya szabja meg. Ha ez valóban így lenne, akkor a ciklosztratigráfia alapelvei szerint az ilyen környezetben megjelenő paleotalajok fejlettségi fokának („érettségi index”, pl. HARDEN 1982) változása a vertikális szelvényben valamiféle szabályos mintázatot kellene, hogy kövessen. Ezt példázta látszólag GOLDHAMMER et al. (1990) elvi modellje, amelyen a sötét színnel jelölt rétegek (a ciklotémák A-tagjaként azonosítható paleotalajos közbetelepülések) vastagsága a szárazulati epizódok időtartamával, azaz a talajok fejlettségi fokával volt arányosnak értelmezhető.

A 6. ábra jobb oldali, modellezett rétegsorából nyilvánvaló, hogy az alacsonyabb rendű eusztatikus görbe tengerszint-emelkedést jelző szakaszai mentén a szuperponálódo (magasabb rendű) tengerszint-fluktuációt tükröző ciklotémák vastagsága nő, ugyanakkor a szárazulati epizódokat képviselő A-tagok által reprezentált időtartamok csökkennek. Ugyaneköz a paleotalajszintek az alacsonyabb rendű tengerszint-eséssel jellemzett szakaszokon egyre hosszantartóbbá válnak, míg az egyes ciklotémák összvastagsága csökken. Az alacsonyabb rendű görbe minimum pontjai közelében a talajszintek akár össze is harapódzhatnak, ezzel szemben a maximumok közelében előfordul, hogy kimaradnak (A-tag nélküli, BC–BC típusú ciklotémák válnak jellemzővé).

A valóságban mindez korántsem mutatkozik ilyen szabályosnak. Ha az elvi modellt összehasonlítjuk például MARTIN-CHIVELET & GIMENEZ (1992) reális rétegoszlopával, azonnal szembetűnik a különbség, s ez akkor is elgondolkodtató, ha figyelembe vesszük, hogy i) a valóságban a tengerszint oszcillációk nyilvánvalóan nem szimmetrikusak, ii) az amplitúdókra és a platformsüllyedés ütemére, valamint az üledékfelhalmozódási rátákra vonatkozó ismereteink meglehetősen hézagosságúak, iii) szárazra kerülést nemcsak globális eusztatikus események, hanem különféle regionális, avagy lokális történések is eredményezhetnek. Így nem is

KLÍMA és IDŐ – CLIMATE and TIME

A ciklusos sorozatokban megjelenő paleotalajok alábbi tulajdonságaik révén jó pillanatképeket rögzíthetnek mind a változó klímáról, mind az időtényező hatásáról:
Cycle-bound paleosols may provide good snapshots of changing climates and also give a time-signal



✓ ásványos összetétel
mineralogy

✓ szelvénytérkép
profile structure

✓ vastagság
thickness

agyag → humid klíma
clay → humid climate

karbonátok → arid/szemi-arid klíma
carbonates → arid to semiarid climate

vastag, szintekre különült szelvény →
 hosszú időtartamú pedogenezis
thick, well structured soils → long time

vékony, szintekre nem különült
 szelvény → relatív rövid pedogenezis
thin unstructured soils → short time

Vertikális paleotalaj-sorozatok talajainak fejlettségi foka elvileg szabályszerű mintázatot kellene kövessen!
Degree of development of vertically stacked paleosol sequences should follow a regular pattern.

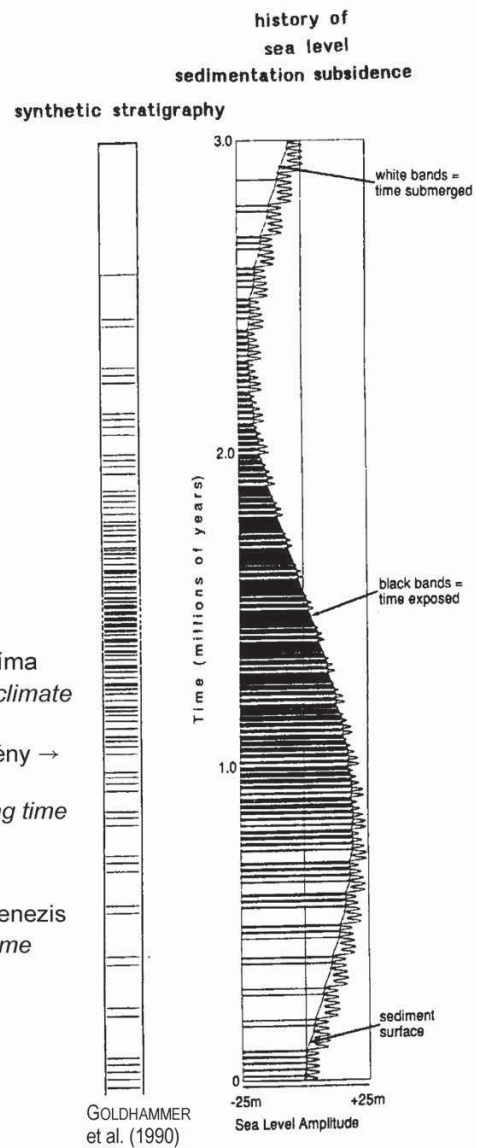
6. ábra. Ciklusos felépítésű karbonátplatformok paleotalaj-szekvenciáinak egy-egy példája: a valóságban (bal oldalt a Moistrovka triász rétegsora, Vršič-hágó, Szlovénia) és GOLDHAMMER et al. (1990) számítógépes szimulációs modelljén (jobb oldalt), mely utóbbi a Latemar triász ciklotémáinak (később sokak által vitatott) elemzésén alapult

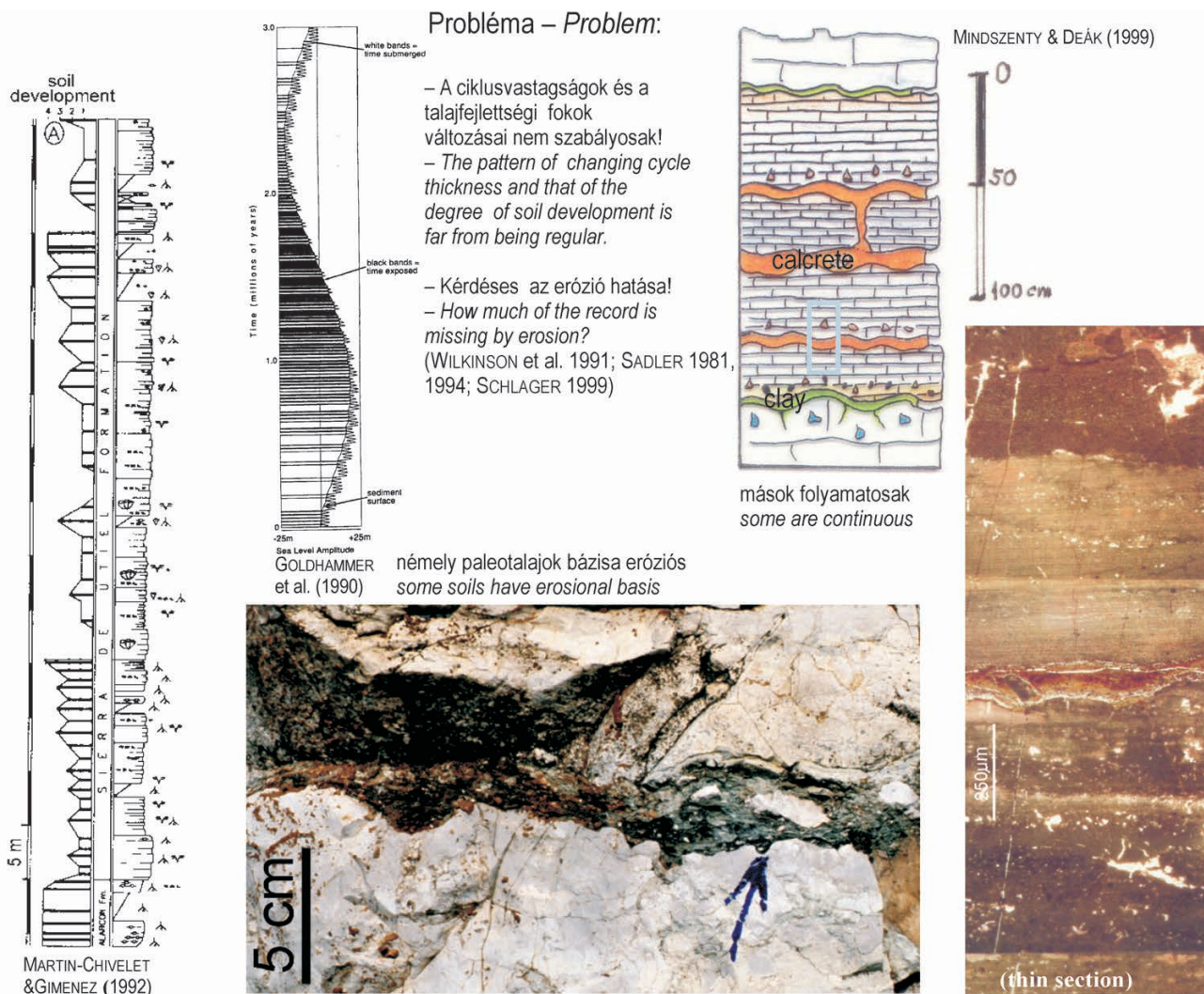
Figure 6. Examples of paleosol sequences in cyclic carbonate platforms: in reality (on the left, the Triassic succession of Moistrovka, Vršič Pass, Slovenia) and on the computer simulation model of GOLDHAMMER et al. (1990) (on the right), the latter of which was based on the analysis (later disputed by many) of the Triassic cyclothems of the Latemar

várhatunk olyan szabályos képet, amit a GOLDHAMMER-modell sugall. Mindebből az következik, hogy a várakozással ellentétben a ciklusos üledékek paleotaljai talán mégsem jelzik olyan egyértelműen a szárazulati események időtartamát, mint gondolnánk (lásd a 7. ábrát is).

Kétségek fogalmazódnak meg arra nézve is, hogy vajon mennyire megbízható az ilyen sorozatokból kinyert klíma-jel. A hazai felső triász paleotalajok részletes vizsgálati eredményei (DEÁK 1996; MINDSZENTY & DEÁK 1996, 1999; MINDSZENTY et al. 1996; MINDSZENTY 2019) egybecsengnek WRIGHT 1994-ben megfogalmazott véleményével. Eszerint

a ciklotémák bázisán megjelenő paleotalajok karbonátosabb vagy agyagosabb mivolta nem értelmezhető kiemelt klímajelként (humidabb és aridabb időszakok váltakozásaként). Ehelyett ezek csupán a szárazra került platform felszínén eolikus szállítóközegekből kiülepedő agyag relatív mennyiségére utaló információt tartalmaznak. Az ilyen környezetekben általános agyagfrakció eolikus eredetét MUHS et al. (1990) valamint FOOS (1991) bahamai és bermudai vizsgálatai is igazolni látszanak. A viszonylag hosszabb időtartamú szárazulati epizódokhoz tartozó, általában vegyes (karbonátos-agyagos) összetételű paleotalajokkal





7. ábra. A GOLDHAMMER-féle – sokak által vitatott – szimulációs modell és egy spanyolországi valóságos szelvény összehasonlítása (bal oldalt), valamint egy eróziós felszínre települő diszkrét és egy folyamatos üledékképződésről tanúskodó komplex (aggradáló) szelvényrészlet a gerecsei felső triászból (középen és jobb oldalt)

Figure 7. Comparison of GOLDHAMMER's simulation model (right) and a measured lithological column from Spain (left). In the center, field photograph of a compound paleosol overlying a distinct erosional surface; on the right

kapcsolatban VANSTONE (1996) felvetette, hogy ezek az adott szárazulati eseményen belüli humid-arid klímaátmenet termékei is lehetnek.

Ami a tisztán agyagos szinteket illeti, ENOS & SAMAN-KASSOU (1998) újravizsgálták a Steinernes Meer (Északi Mésző-Alpok) akkor általában Lofér-ciklusosnak tartott sorozatát, és ennek alapján még azt is megkérdőjelezték, hogy az agyagos szintek valóban mind egy-egy szárazulati esemény tanúi-e. Némelyikkel kapcsolatban hitelt érdemlően bizonyították, hogy – épp ellenkezőleg – ezek a relatív tengerszint-emelkedés extrém értékeivel korrelálható maximális elöntéshez („maximum flooding”) tartozó agyag-leplek. Hasonló eredményre jutott STRASSER & HILLGÄRTNER (1998) is a Saleve-i (Jura-hegység) ciklusos alsó kréta rétegsorainak tanulmányozása során. Szerintük a ciklotémák bázisán megjelenő agyag egy része nem pedogén eredetű, hanem a sekély lagúnába időszakosan bemosódó és a karbonátos aljzaton vékony rétegben szétterülő agyagos üledék. IMMENHAUSER et al. (2000a, b) az ománi krétából

olyan paleotalajokat írt le, amelyek kétségkívül poligén-tikus eredet nyomait mutatták. Így ezeket végül szárazulati felülbélyegzést mutató, tenger alatti kemény felszínnek, illetve fordítva, szubmarin bioerózió nyomait mutató, eredetileg szárazulati (talajosodott) képződményeknek diagnosztizálták. Vitás esetekben több módszerrel kísérleteztek a szárazulati kitétség kimutatására (pl. meteorikus izotópjel a talajszint fekjéből ALLAN & MATTHEWS 1982 nyomán), vagy újabban a talajosodott szintekben a CaCO_3 kristályossági fokának anomáliája alapján (DEÁK et al. 2002), vagy az ún. expozíciós index alkalmazásával (PLATT & WRIGHT 1992) Az izotóp-geokémiai evidenciával kapcsolatban JOACHIMSKI (1994) fogalmazta meg kétségeit, aki szerint az izotópjel kialakulásához és megőrződéséhez megfelelően hosszú időtartamú szárazulati epizód szükséges. Az említett expozíciós indexet pedig, mivel recens környezetekre dolgozták ki, s ezeknek számos eleme igen csekély megőrződési potenciállal rendelkezik, csak fenntartásokkal lehet alkalmazni a fosszilis környezetekre.

Nagyon különböző a kutatók véleménye arról is, vajon társul-e, és milyen mértékű erózió társul a szárazulati körülmények között képződő paleotalajszintekkel, azaz teljesnek tekinthető-e egyáltalán a vizsgált rétegsorok. Vannak esetek, amikor a paleotalajok és az alattuk települő képződmény közötti éles határ egyértelműen utal az erózióra, máskor a megfigyelhető mikromorfológiai elemek gyakorlatilag folyamatos üledékképződést és az elemi üledékinkrementumok ismétlődő pedogenezisét igazolják (aggradáló paleotalajok, *sensu* WRIGHT 1994).

Az intraformációs paleotalajok környezetjelző szerepe – Repriz

Az eddigiek alapján úgy tűnhet, hogy a paleotalajok környezeti rekonstrukcióban betöltött szerepe – a várakozással ellentétben – nem lehet jelentős. Mielőtt e vélekedést következtetésként fogalmaznánk meg, érdemes még egy-

szer szisztematikusan áttekinteni a tényeket, és ütköztetni megfigyeléseinket IMMENHAUSER et al. (2000a, b), WRIGHT (1994) és WRIGHT et al. (1997) már részletezett állításával.

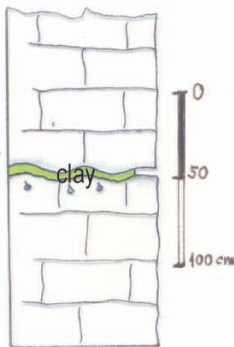
Az alábbi felsorolás a gerecsei felső triász (Kecskekő, Vöröshíd: DEÁK 1996, MINDSZENTY & DEÁK 1999) a Déli-Appenninek kréta (Mte Tobenna: D'ARGENIO et al. 1997, 2011; AMODIO et al. 2008), az Isztriai-félsziget (Rovinj: DURN 2003) és a Bahama-szigetek pleisztocén (San Salvador, Eleuthera) feltárásaiban végzett, részben saját terepi és mikropetrográfiai megfigyeléseken, részben a vonatkozó szakirodalom elemzésén alapul (pl. GOLDSTEIN et al. 1991, SADLER 1994, STRASSER 1994, WRIGHT 1994, VANSTONE 1996, WRIGHT et al. 1997). Mindezeket figyelembe véve a következő megállapításokat tehetjük:

1) A karbonát-üledékképződési környezet intraformációs paleotalajai általában nem vagy csak nehezen oszthatók fel jellegzetes talajszintekre (8. ábra). (Bár a nyilvánvalóan pedogenetikus módosulást szenvedett horizontok jellemzői – disszolúciós breccsa, agyagfelhalmozó-

Ciklusos paleotalaj-sorozatokat agyagos és karbonátos típusai – *Distribution of clay and carbonate in cycle-bound palaeosols*

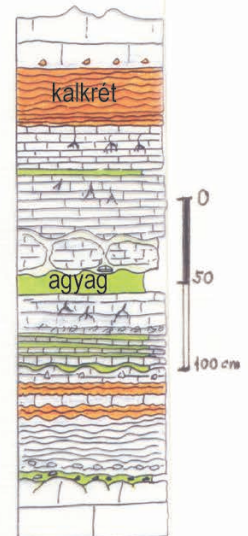
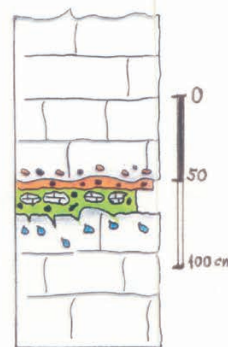
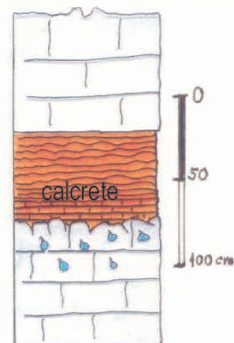
Egyszerű (diszkrét) paleotalajok
simple palaeosols

agyagos – humid klíma?
clayey – humid climate?



Komplex (aggradáló), agyagos-meszes paleotalajok
complex palaeosols

meszes – arid klíma?
calcareous – aridity



– váltakozó agyag+ oldódási breccsa, szupratidális mocsár/tó, kalkrét, szubtidális üledék, kalkrét
alternating layers of clay+dissolution breccia, supratidal pond/marsh, calcrete, subtidal sediment, calcrete

8. ábra. Karbonátplatformok intraformációs paleotalajainak alaptípusai a gerecsei felső triász (Kecskekő és Vöröshíd) példáján
Figure 8. Major types of intraformational paleosols as in the Late Triassic of Gerecse Hills (Kecskekő and Vöröshíd)

dás, kalkrétsapka – azonosíthatók, ezek egymásra következése inkább szedimentációs, és nem pedogenetikus eredetűnek mutatkozik).

2) Agyagtartalmuk változó, de nem szükségképpen korrelál a talaj fejlettségi fokával. Előfordul, hogy az agyagban talajosodási jelenségek nyomait (gyökérnyomok, rhizokongréciónok, talajlakó fauna exkrementumai vagy pedoturbációs nyomok, száradási repedések, orientált kettőtörés, „b-fabric”, *sensu* STOOBS et al. 2010) lehet kimutatni, de gyakorta előfordul, hogy ezek mind hiányoznak. Az agyag színe változó: vöröses, zöldesszürke vagy sárgás. Ami az ásványos összetételt illeti, általában illitesek kevés szemkittelt vagy kevert rétegű (Sm/I) agyagásvánnyal (ez a jelek szerint a bezáró karbonátsorozat eltemetődéstörténetétől is függ). Egyes lelőhelyeken felbukkan a kaolinit és nyomokban a boehmit is. A pirit (framboidális és euhedrális formában is) gyakori járulékos ásvány, sokszor csak a mikrites-mésziszapos kifejlődésekre korlátozódik. Az agyagos szintek csaknem mindig jelentős (korai diagenetikus vagy eltemetődési) karbonátcementációról tanúskodnak. Mind ebből arra következtethetünk, hogy az agyag nagy része detritális (legalább részben valószínűleg eolikus) eredetű lehet. A karbonát a szárazra került térszínre vagy a szárazulati események idején a levegőből ülepedett ki, és a felszín kolonizáló növényzettel kölcsönhatásban talajosodott, vagy esetleg a szubtidális epizód végén, a maximális elöntés során a medence felől érkező áramlások terítették szét a szubsztrátumon. Utóbbi esetben a maximális elöntést követő újabb szárazulati epizód során talajosodhatott.

3) Az intraformacionális paleotalajszintek karbonát-fázisa mikrites mészsizapként vagy mikrites, rostos, mikropátos/pátos cementként, továbbá üledék- illetve cementanyagú törmelékdarabokként lehet jelen. Finom-diszperz szerves anyag vagy agyag és vas-oxid színezi őket szürkére, barnára. Rendszerint faunaszegények, többnyire legfeljebb Ostracoda-héjakat, ritkábban Characea-maradványokat tartalmaznak (FISCHER 1964). Lamináció és/vagy belső keményfelszín tagolhatják őket, s előfordul, hogy egészen apró ásásnyomokat mutatnak (hajszálgyökerek, esetleg rovarlárvák nyomait?). Cementáló anyaguk mikrites, rostos, előfordul, hogy jól látható függőcement morfológiát mutat.

4) A fentebb leírt, sötét színű, agyagos horizontok alatti üledékben gyakoriak a pirites bevonatú gyökércsatornák, melyeket késői mozaikszerű kalcitcement tölt ki. Ugyancsak gyökerekhez kapcsolódónak tartott, ún. alveoláris-szeptális szerkezetek (*sensu* WRIGHT & TUCKER 1991), valamint nagyobb méretű ásásnyomok és belső üledékkel vagy pátos kalcitcementtel kitöltött oldódási üregek is előfordulnak (mikrokarszt).

5) Gyakori, hogy a sötétre színezett, apró kőtörmelékkel vegyes, agyagos-karbonátos mátrixú talajanyag oldott falú repedések mentén akár 10–20 cm mélyen beszűrődik a karsztos feküfelszín alá. Ugyanígy az agyagos talajok anyaga a felbreccsásodott fekü törmelékdarabjainak közeit töltheti ki, sokszor a talajszint alatt akár 0,5–1,5 m mélységig.

6) Előfordul, hogy a szárazra került üledékfelszín alatt cm–dm méretű karsztüregek (mezokarszt) jelennek meg,

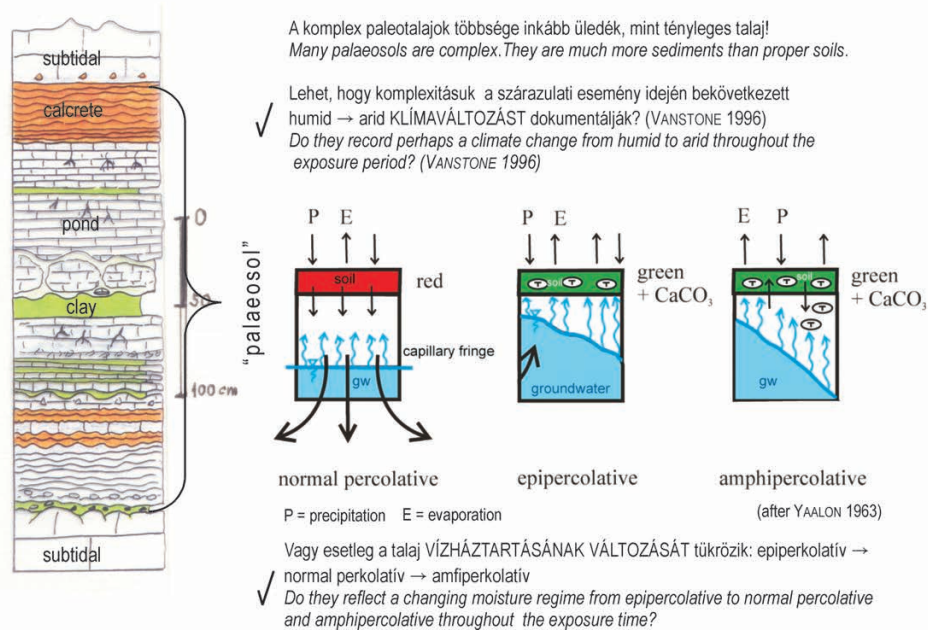
amelyeknek alakja jelzi, hogy korábbi bioturbációs nyomok (ásásnyomok) mentén alakultak ki. Belsejüket rendszerint izopach farkasfogszerű és/vagy rostos-szálas kalcitcement béleli. A maradék teret laminált belső üledék, majd mozaikszerű pátos, eltemetődési cement tölti ki. Esetenként a jelentősebb vastagságú paleotalajszintekkel kapcsolatban dm méretű, mezokarszt kategóriába sorolható, felszíni karsztrelief is megfigyelhető.

7) Gyakori kísérője a paleotalajos szinteknek egy sárgás, mikrites, sokszor dolomitos, karbonátanyagú réteg, amely vagy az agyagosabb paleotalajszintek és a fentebb leírt, sötétszürke, mikrites karbonátüledék közötti teret tölti ki, vagy egyszerűen vékonyabb-vastagabb kalkrétsapkát képez a talajkomplexum felett (közvetlenül a fedő szubtidális üledék alatt). Ez többé-kevésbé megfelel a GOLDHAMMER által szupratidális „ciklussapka”-nak nevezett képződménynek. Előfordul, hogy ez a sárgás színű, dolomitos sapka az egyetlen jel, amely arra utal, hogy a diszkontinuitási felszín mentén a karbonátanyag átrendeződése zajlott le. Ugyanez a sárga, mikrites anyag gyakran a szárazra kerülési felszín alatt, repedések, elválási lapok mentén, mélyen lehatol a szubsztrátumba.

8) A talajképződés, azaz a szárazulatra került üledék pedogenezise nem pillanatszerű esemény, hanem bizonyos időtartamot felölelő – akár nagyon is változatos – események sorozata. Ezek egy része a klíma változásait tükrözheti, más részük a szubsztrátum fizikai tulajdonságainak, megint más részük a környezet hidrológiájának a változását, a talajfelszín kolonizáló növénytakaró történetét vagy a levegőből kiülepedett és szárazra került karbonátfelszín lepelként beborító, agyagos üledék sajátosságait rögzítheti számunkra. Ami a hidrológiát illeti, a tengerszint változása szükségszerűen vonja maga után a hidrológiai változást: a tengerszint emelkedésével a korábban a telítetlen (vadózus) zónában tartózkodó üledék – amint pórusait az emelkedő, először édes-, majd brakk, végül tengeri összetételű talajvíz átítatja – a telített (meteorikus, majd marin freatikus) zóna részévé válik (lásd még alább és a 9. ábrát is). Amint arra már utaltam, STRASSER (1994), WRIGHT (1994) és mások számításai szerint a ciklusos karbonátplatform rétegsorokat megszakító, egyedi szárazulati epizódok hossza legfeljebb néhány ezer év lehet.

9) STRASSER et al. (2000) amellett érvel, hogy a Föld Nap körüli pályájának rendellenességei (excentricitás, tengelyferdeség, precesszió) által meghatározott tengerszint-változási ciklusokhoz (egyetlen tengerszintcsökkenésből, majd az azt követő emelkedésből álló eseménysorhoz) rendelhető szárazulati időszakok hossza érett, passzív peremi pozícióban lévő karbonátplatformon mindenképp csak rövidebb lehet, mint az elemi fél-ciklusok tartama. A Milanković-frekvenciát (precesszió, ~20 kyr) feltételezve, ez szerinte is kevesebb, mint 10 ezer év. Amikor egy szárazulati eseményt követően a tengerszint ismét megemelkedik, a karbonátgyár csak hosszabb-rövidebb késéssel (lag-time) indul be újra. Ezt – még a tengerelöntés kezdetén – az árapályöv feletti (pl. vihardagályok által eredményezett), akár jelentős erózió vezetheti be. Ezután, már

Miként függhet a klímajel megőrződése a pedogenezis egyéb meghatározó tényezőitől és időtartamától?
In addition to climate itself and the duration of the exposure what else does the apparent climate signal depend on?



9. ábra. A klimatikus és/vagy talajhidrológiai változások egyes elemeinek tárolódási lehetőségei az intraformációs paleotalajokban

Figure 9. The effect of climate and/or of changing soil-hydrology and its preservation potential in intraformational paleosols

szubmarin körülmények között, de üledékképződéssel még nem jellemzett időszak következhet, melyről a talajosodott üledékfelszínen keletkező, azt módosító *hardground* (keményfelszín) jelenségek vagy legalábbis bioeróziós nyomok tanúsíthatnak. Már említettem, hogy ilyeneket IMMENHAUSER et al. (2000a, b) írt le Ománból. Valószínűleg e képződmények sok helyütt megvannak, de csak alaposabb vizsgálatok hívják fel rájuk a figyelmet. Amikor a karbonátgyár már működik, a felhalmozódó üledék hamarosan kitölti a rendelkezésére álló teret, és az újabb szárazulati esemény – autociklikus okokból – akár meg is előzheti a következő euszatikus tengerszintesést.

A fentiekben részletezett litológiájú képződmények mindegyike megjelenhet külön-külön, de kombinálódhatnak is. Ennek megfelelően a ciklusos karbonátsorozatokat megszakító diszkontinuitási felszínek paleotalajai lehetnek egyszerűek és összetettek. Az egyszerűek lehetnek kizárólag agyagosak (vöröses vagy szürkészöld színűek) vagy kizárólag karbonátosak. Az összetett paleotalajok ezekben a környezetekben általában keverten agyagosak és karbonátosak. A subsztrátum felszíne bármelyik típus alatt lehet egyenetlen mikro- és mezokarsztos, vagy síkszerű, és bármelyiket kísérhetik i) mikrokarsztos üregek, ii) agyaggal vagy kalkkrét jellegű, mikritis karbonáttal kitöltött repedések, iii) a breccsaklasztok közeibe beszűrődött agyaghártyák (amennyiben a subsztrátum breccsás).

Az egyszerű paleotalajok vastagsága általában néhány cm-től néhány 10 cm-ig terjed, s megjelenhetnek egyedileg

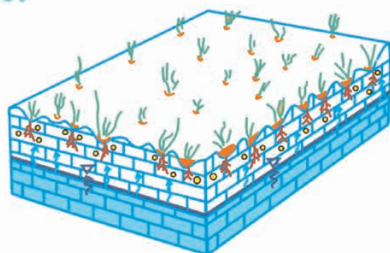
(= *diszkrét* v. „*compound*” paleotalajok) vagy ún. kompozit (= összeharapódzó), szélső esetben ún. aggradáló paleotalaj-szekvenciák részeként. Egyedinek (*diszkrét*) nevezzük a paleotalajos szinteket WRIGHT & MARRIOTT (1996) és D'ARGENIO et al. (1997) nyomán akkor, ha a talajosodással együtt járó jelenségek (pl. a fekü oldódása, agyaghártyák beszűrődése stb.) nem hatolnak lejjebb, mint a talajfelszín alatt lévő karbonátos ciklus C-tagjának az alja.

Összeharapódzó (v. *composite*) a paleotalaj-szekvencia, ha bármely kiválasztott talaj esetében az ahhoz tartozó oldódási jelenségek az alatta lévő paleotalajsíntig vagy az alá is lehatolnak.

Aggradáló (*cumulate*) talajokról akkor beszélünk, amikor a talajképződést időről-időre, ismétlődően igen kicsiny (< 1–2 mm) üledékinkrementumok hozzáadódása szakítja meg, s ezek lerakódását követően az ismét meginduló pedogenezis „megemésztí” a csekélyke üledékinkrementumot. Ha ezek az elemi események (kevés üledék lerakódása és pedogenezis) elég sokszor ismétlődnek, az eredmény vastag (akár > 1 m), a kezdeti pedogenezis kétségtelen nyomait mutató, de jellemző talajsíntekre nem különülő, aggradáló talajszelvény lesz. Az aggradáló talajszelvények (más néven „talaj-üledék komplexum”-ok) vastagságát a platform süllyedési rátájának, a hosszú távú tengerszintváltozási görbével jellemzett tengerszintesés vagy -emelkedés sebességének és a nagy frekvenciájú tengerszint oszcilláció amplitúdójának egymáshoz való viszonya határozza meg (11. ábra)

Egy szárazulati esemény elvi vázlatja
The (imaginary) story of a subaerial episode

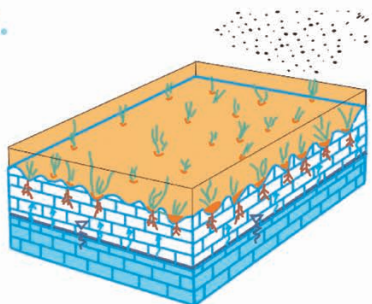
1.



1. Tengersizetés: laza szubsztrátum a felszínen, korai pedogenezis/litifikáció

1. Loose substratum exposed; early pedogenesis cum hardening

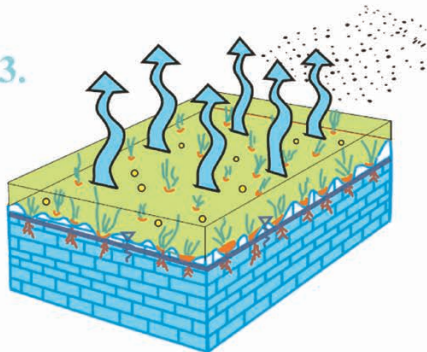
2.



2. Eolikus porlepel lerakódása, növényzet megtelepedése, talaj alatti karsztosodás, rhizobrecsca-képződés; talajvízszint mélyen a talajfelszín alatt, folytatódó karsztosodás, jó lecsapolódású vörös talaj képződése

2. Depositon of airborne dust blanket; subsoil karstification, rhizobrecsca; groundwater far below soil-surface, karstification continued, well-drained red soil formed

3.



3. Tengersizet-emelkedés: a kapilláris vízemelés határa eléri a talajfelszín, hidromorf szürke és zöld talaj képződése; humid klímán: mocsári üledékek közbetelepülése, szemiarid klímán: CaCO₃ impregnáció

3. Soil surface within the reach of capillary rise, hydromorphic grey to green soil formed; humid climate: intercalated pond/marsh sediments; semi-arid climate: CaCO₃ impregnation

10. ábra. A szárazra kerülő karbonátfelszín talajosodásának, majd ismételt elöntésének egyszerűsített modellje

Figure 10. Cartoon showing the stages of subaerial exposure; pedogenesis; and subsequent burial of a shallow marine carbonate depositional environment

Az összetett paleotalajok csaknem mindig jelentős vastagságúak (nem ritkán > 1 m), aggradáló szelvények tagjaként jelennek meg, és agyagos elemeik leggyakrabban a már leírt redoxfolyamatokat tükrözik. Rhizobrecsás szubsztrátumra települő, sötét színű, laminált, enyhén talajosodott, mikrites üledékből és az azt fedő, gyakran ugyancsak laminált, sárgás színű kalkrétből állnak. Előfordul, hogy a szubsztrátumra települő első rétegeként zöldes árnyalatú, agyagba ágyazódó, disszolvációs breccsa vezet be a tulajdonképpeni talajos összetet.

Az ilyen összetett szelvények értelmezése felveti a kérdést, hogy tekinthető-e ezek egyetlen hosszan tartó talajképződési periódus termékeinek – ez esetben ugyanis a bennük tapasztalható vertikális anyageloszlást a konvencionális talajtan terminológiájával (A–B–C szintek) kellene/lehetne leírni. A másik lehetőség, hogy az észlelt jellegzetességek üledékképződéssel váltakozó pedogenezis ismétlődő történetét rögzítik, és ha így van, akkor vegyes szedimentológiai/talajtani nomenklaturát kell alkalmaz-

nunk. A szárazra kerülő karbonátfelszín talajosodásának, majd ismételt elöntésének történetét ezek szerint az alábbiakban foglalhatjuk össze (10. ábra):

1. szakasz: a szárazra kerülő laza, nem konszolidált mészhomok és mészszipap kölcsönhatásba kerül a csapadékvízzel és a fokozatosan kiédesedő tengeri pórúsvízzel. Megindul az instabil (aragonitos, Mg-kalcitos) karbonát-szemcsék oldódása, és a stabilabb karbonátmódosulat (kalcit) kiválása révén a cementáció. Száradási repedések jönnek létre, és a szél által szállított por és pollen leülepedése következtében az üledékfelszínen megjelennek az első növények. A gyökerek és a talajlakó fauna tevékenysége nyomán az üledéket „biogalérák” járják át, megjelennek az első rhizokonkréciók. A klímától és a felszín öröklött domborzatától függően az üledékkel kölcsönható víz a vadózus (telítetlen) zónában meteorikus (csapadékvíz) összetételű, míg a freatikus (talajvízszint alatti) zónában és az ahhoz közvetlenül csatlakozó kapilláris szegély mentén tengeri, meteorikus vagy kevert. A relatív tengerszintesés sebes-

ségétől és az öröklött reliefától függően a tényleges szárazulati eseményt olyan hosszabb-rövidebb időszak előzheti meg, melynek során a laza üledéket vagy mangrove-típusú (tengerszint alatt gyökerező) vegetáció kolonizálja, vagy felszínén, már az árapályöv feletti zónában kevert víző, tenger menti mocsár (*supratidal marsh*) alakulhat ki. Az eredmény: kezdetleges talajbélvegeket mutató, többé-kevésbé megkeményedett karbonátüledék.

2. szakasz: a megkeményedő szubsztrátum felett egyre jobban elburjánzik a növényzet, a gyökértevékenység nyomán az aljzat felbreccsásodik. Ha a klíma legalább szezonálisan száraz, jellegzetes szemcse körüli repedések (*circumgranular cracks*) jönnek létre, és megkezdődik az üledék CaCO_3 -tartalmának átrendeződése, kalkrétesedése. Növekszik a talajosodó üledék szervesanyag-tartalma, és a növénytakaró egyre nagyobb mennyiségű eolikus üledék végleges leülepedését segíti elő. Az így kialakuló talajtakaró csökkenti a szubsztrátumot érő kiszáradás hatását.

3. szakasz: ha a tengerszintcsökkenés mértéke akkora, hogy a talajvíznek a szelvény aljáról felfelé emelkedését elősegítő kapilláris vízemelés felső határa nem éri el a talajfelszínt, akkor a kialakuló talajszelvény jó lecsapolódási körülmények között alakul tovább s humid körülmények közt a végeredmény terra rossa vagy rendzina jellegű talaj lesz. Ha a klíma félszáraz vagy száraz, akkor klasszikus laminált, pizoidos, bekérgeződéses kalkrétszelvény alakulhat ki. Ha ezzel szemben a tengerszintesés olyan csekély, hogy a tengerszint a kapilláris vízemelésnek az üledék, illetve a talaj szemcseméretétől/porozitásától függő, általában 1,0–0,8 m-es tartományában marad akkor a kialakuló talaj hidromorf jelleget mutat. Szemi-arid klímán ezek laterálisan szétterjedő gyökérhálózatot, alveoláris-szeptális szerkezeteket, laminált dolomitos kalkrétsapkát foglalnak magukban, míg humid klímán gyakran mocsári üledékeket találunk Characea-maradványokkal. Szélsőségesen arid körülmények közt megjelenhetnek a sabkha-fácies attribútumai is.

4. szakasz: az, hogy a szárazulati események eredményeként jó lecsapolódású (vöröses színű) vagy hidromorf (zöldesszürke színű) paleotalaj keletkezik, a tengerszint-változás sebességétől és amplitúdójától, valamint a platformszüllyedési rátától függ. Természetesen kezdődő eltemetődés során elvileg az eredetileg jó lecsapolódású paleotalajok vöröses színe is áldozatul eshet a megemelkedő talajvízszinttel összefüggő redoxváltásnak. Az, hogy ez a gyakorlatban megvalósul-e, attól függ, hogy mennyi ideig tartott a szárazulati epizód. Ha az eltemetődéssel összefüggő hidrológiai változás olyan paleotalajt ér, amelyben a növényi eredetű szerves anyag nagy része már a felszínen elbomlott, s amelynek ásványos összetétele az eltemetődés előtt már stabilizálódott (hematit alakult), igen kicsi az esély arra, hogy a jókristályos hematit a stagnáló pórusvízi környezetre a ferrivas ferrovassá alakulásával reagáljon. Ha azonban a talajban még a ferrihidrithez hasonló metastabil vasásványok, valamint tetemes mennyiségű szerves anyag van, akkor a stagnáló környezetben kialakuló redukzív körülmények között a vastartalom

két vegyértékű vasásványok formájában állandósul: először sziderit, majd mivel a pórusvíz a tengerszint-emelkedéssel fokozatosan brakk, illetve marin összetételűvé válik és ezt követően beindul a szulfátredukció – a finom-diszperz szerves anyagot is tartalmazó, agyagos talajban pirit jelenik meg. A talaj színe emiatt vörösből zöldesszürkévé változik. Számos mezozoos karbonátösszetűnkben (pl. a lábatlani Kecskető vagy a tardosi Vöröshíd kőfejtőiben) a feltárt paleotalajok többsége zöldesszürke színű. Ennek egy lehetséges magyarázata az lehet, hogy a legtöbb szárazulati esemény időtartama nem volt elég hosszú ahhoz, hogy a talajok vasásványai az ismételt elöntés előtt stabilizálódjanak. A másik lehetőség az, hogy esetleg a tengerszintesés rátája közel azonos volt a platformszüllyedés rátájával, a nagyfrekvenciájú oszcillációk amplitúdója pedig túl kicsi volt, így a kapilláris emelés zónája a tengerszintesés maximuma közelében sem került olyan mélyre, hogy a kapillárisok mentén felfelé emelkedő víz ne érje el a talajfelszínt – így a szárazulati epizód teljes tartama alatt hidromorf körülmények uralkodhattak.

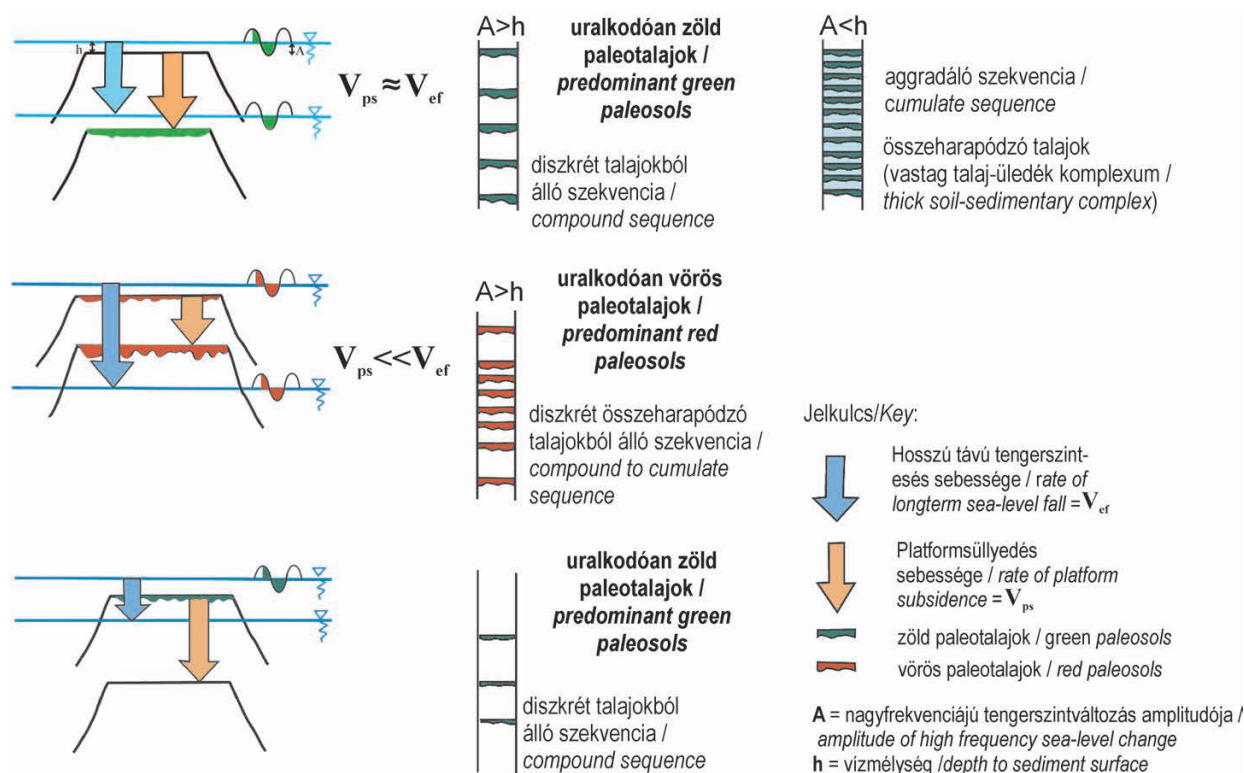
A karbonátos környezet intraformacionális paleotalajainak kialakulását és eltemetődését a fentieket szemléltető 10. és 11. ábra mutatja be. Fontos hangsúlyozni, hogy a paleotalaj-sorozatok jellege (színe, ásványos összetétele) és a rétegsorban való előfordulásuk mintázata az egyszerű klimatikus információ mellett hasznos adalékokkal szolgálhat a platform szüllyedéstörténete finom részleteinek megismeréséhez is (11. ábra).

Miként járulhatnak hozzá a paleotalajok a karbonátos üledékképződési környezet történetének pontosításához?

Tudjuk, hogy a paleotalajok keletkezésüket részben földtani, részben talajtani folyamatoknak köszönhetik, ezért az ezzel foglalkozó geológusnak mindkét szakterület tudásanyagát hasznosítania kell. Semmiképpen sem szabad a paleotalajokat feltétlenül beleerőltetni a talajosztályozási rendszerek bármely kategóriájába. Célravezetőbb, ha az elemi talajtani és ugyanígy az elemi üledéktani részfolyamatokra koncentrálna igyekszünk megfejteni mi is történt abban az időintervallumban, amelynek eredménye a pedogén folyamatok által módosított üledékréteg.

Annyi bizonyos, hogy a hosszú időtartamú, szárazulati unkonformitások paleotalajaiban tárolt klímajel szükségképpen átlagolt információt fog adni az általa reprezentált időszakról. Szerencsés esetben elképzelhető, hogy az adott időszakra eső esetleges klímaváltozás rejtett jeleit is felismerhetjük bennük (pl. alapvetően agyagos paleotalajokban megjelenő mészkonkréciós szintek humid-arid váltásra utalhatnak). Megjegyezzük, hogy ezek a paleotalajok kitűnő domborzatjelzők lehetnek.

Az intraformacionális paleotalaj-sorozatok ezzel szemben részletes (jó felbontású) információt tárolhatnak az esetleges klímaváltozásokról. A konkrét környezetre vonatkozó, értékelhető klímajel azonban csak közepes vagy jó



11. ábra. A különböző rendű relatív tengerszintváltozások és a szárazra került felszínen kialakuló paleotalajok egymáshoz való viszonya. (A jelmagyarázatot lásd a szövegben)

Figure 11. The relationship between 3rd and 4th order relative sea-level changes and the various types of paleosols formed on the exposed surface (the key is in the text)

lecsapolódású talajoktól várhatunk. A hidromorf talajok legfeljebb agyagásványaik milyensége révén utalhatnak a távolabbi környezet klímaviszonyaira (detritális agyagásványok) vagy a környező szupratidális „pocsolyák” szalinitására.

Megbízhatóbb és közvetlenebb lehet az az információ, amelyet a paleotalajok a platformszüllyedés és az euszatikus tengerszintváltozás egymáshoz való viszonyáról őrizhetnek.

Az aggradáló paleotalajok (a WRIGHT & MARRIOTT 1996 által „cumulate”-nak nevezett talaj-üledék komplexumok) akkor jönnek létre, amikor az alacsonyabb rendű tengerszintváltozási görbe szerinti vízszintcsökkenés mértéke azonos a platform süllyedési rátájával, a szuperponálódó, magasabb rendű oszcillációk amplitúdója pedig olyan csekély, hogy a platform teteje a szubtidális tartományból éppen csak az intertidális/szupratidális zóna határára kerül. Ilyen esetben előfordulhat, hogy a platformon hosszú időn keresztül érvényesülhetnek a tengerszintközeli körülmények, következésképp az üledék-képződés és a pedogenezis folyamatos (a magasabb rendű tengerszint-ingadozásokból eredő) váltakozása vastag aggradáló sorozatot eredményezhet.

Ilyen esetekben informatív lehet a talajok színe is, mégpedig a negyedrendű oszcillációk amplitúdója szempontjából, hiszen – mint már említettem – a vörös és zöldesszürke változatok megjelenése a vasásványoknak az újabb tengereöntéskor érvényes mineralizációs fokától

függ, amit a pedogenezis zónájában eltöltött idő határoz meg.

Nem lehetetlen, hogy – amint azt már GOLDSTEIN et al. (1991) is felvetette – a jövőben a fentiekhez hasonló talajhidrológiai megfontolások segíthetnek a tengerszintváltozási görbék reális alakjának pontosabb meghatározásában.

A karbonátos környezet paleotalajainak geodinamikai jelentősége

Általánosan elfogadott tény, hogy a karbonátos környezet nagy regionális unkonformitásaihoz kötődő paleotalajok minden esetben tektonikusan vezérelt kiemelkedéssel/erózióval hozhatók összefüggésbe (BÁRDOSSY 1982, BÁRDOSSY & DECOURT 1990, COMBES & BÁRDOSSY 1994, RETALLACK 1990, D'ARGENIO & MINDSZENTY 1995, MINDSZENTY et al. 1996).

Elvileg az ilyen események előhírnökeként a karbonátos üledéksorozatban mind az intraformacionális paleotalajok gyakoriságának, mind az egyedi talajosodási epizódok által képviselt időtartamoknak növekedniük kell olyasféléképpen, mint ahogy azt GOLDHAMMER et al. (1991) elvi ciklostratigráfiai rétegoszlopai tükrözték. A mi esetünkben a ciklus természetesen nem lehet olyan teljes, mint a GOLDHAMMER-féle modellben, hiszen a növekvő gyakoriságú és időtartamú szárazulati epizódokat itt a kiemelkedést jelző, nagy méretű eróziós hézag (a nagy regionális unkonformi-

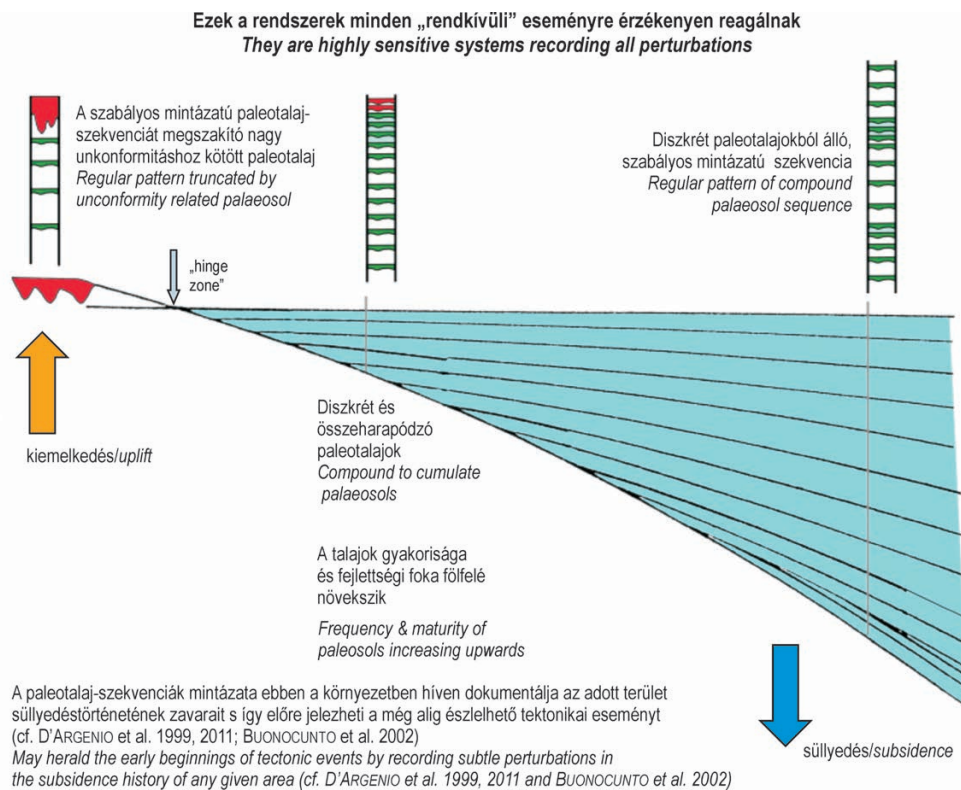
tás) vágja el, a ciklus második fele (a harmadrendű euszatikus görbe tengerszint-emelkedéssel jellemzett szakasza) ez esetben teljesen hiányozhat.

Ugyancsak általános vélemény szerint az intraformacionális paleotalaj-sorozatokat a nagy kontinentális karbonát-selvek izosztatikusan (termális) süllyedését és az arra szuperponálódó, globális euszatikus vízszintváltozásokat (és részben autociklikus szárazra kerülési eseményeket) tükrözik. Ez a környezeti változásokra rendkívüli érzékenységgel reagáló rendszer képes arra, hogy az adott terület/szektor süllyedéstörténetében bekövetkező legkisebb változásokat (pl. a süllyedés egy kezdődő kiemelkedést jelző lelassulását) is tükrözze, mintegy előre jelezze (lásd fent).

Mivel a ciklosztratigráfiát leginkább szedimentoló-

is, érdekes módon ez a megközelítés a mai napig nem vált általánossá. Ugyanígy az észlelt jelenségeknek (ciklosztratigráfiai anomáliák) a globális euszatikus vízszintváltozásokon túlmutató, geodinamikai értelmezése is csak a legutóbbi időben jelent meg a ciklosztratigráfiával foglalkozó kutatói közösségek témái közt (D'ARGENIO et al. 2011).

Ez utóbbi kísérlet arra mutat, hogy a jövőben érdemes lesz az intraformacionális paleotalajokban rejlő információt szisztematikusan megfejteni, és azt a geodinamikai folyamatok jobb megértésében is hasznosítani. Különösen ígéretes lehet ez olyan esetekben, amikor egy-egy nagy regionális unkonformitás laterális folytatásában jól vizsgálható, valamint a szárazulati epizód idején tovább



12. ábra. A platform izosztatikusan süllyedését megzavaró, lokális tektonikai esemény tükröződése a ciklotémák és a hozzájuk kapcsolódó paleotalajok mintázatában és litológiájában

Figure 12. Local tectonics interfering with the isostatic subsidence of the platform, is reflected by perturbation of the pattern of cyclothemes and the lithology of the related paleosols

gusok művelik, érthető, hogy figyelmüket általában a ciklushatárokhoz kötődő karsztos/diagenetikus elváltozások vizsgálata köti le (pl. HAAS 1988; GOLDSTEIN et al. 1991; READ & HORBURY 1993; STRASSER 1994; D'ARGENIO et al. 1997, 2001; AMODIO et al. 2008), és ezek alapján igyekeznek minősíteni a ciklushatárokat, illetve az azokhoz köthető diszkonformitásokat. Noha a GOLDSTEIN et al. (1991) által alkalmazott integrált megközelítés már hangsúlyozza, hogy a paleotalajjellegek és a mikrokarstjelenségek együttes, sok szempontú vizsgálata a célravezető, s ezt két észak-amerikai karbon és egy spanyolországi miocén esettanulmánnyal meggyőzően illusztrálják

süllyedő medenceperemi rétegsorok is tájékoztathatnak a süllyedéstörténeti anomáliákról (12. ábra).

Köszönetnyilvánítás

A kézirat alapos lektorálásáért és a gondolatébresztő megjegyzésekért HAAS Jánost és BAKACSI Zsófiát illeti köszönet. Az ábrák gondozását, csinosítását és számos egyéb szerkesztésbeli segítséget PIROS Olgának, a szöveg befogadását, a végtelen türelmet és a mindvégig fáradhatatlan biztatást pedig SZTANÓ Orsolyának köszönöm.

Irodalom – References

- ALLAN, J. R. & MATTHEWS, R. K. 1982: Isotope signatures associated with early meteoric diagenesis. – *Sedimentology* **29**, 797–817. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1982.tb00085.x>
- AMODIO, S., FERRERI, V., D'ARGENIO, B., WEISSERT, H. & SPROVIERI, M. 2008: Carbon isotope stratigraphy and cyclostratigraphy of shallow marine carbonates: the case of San Lorenzello, Lower Cretaceous of southern Italy. – *Cretaceous Research* **29**, 803–813. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2008.05.022>
- ARAKEL, A. V. 1986: Evolution of calcrete in palaeodrainages of the Lake Napperby area, Central Australia. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **54**, 283–303. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(86\)90129-x](https://doi.org/10.1016/0031-0182(86)90129-x)
- BÁRDOSY, Gy. 1982: *Karst Bauxites – Bauxite deposits on carbonate rocks*. – Akadémiai Kiadó, Budapest, Elsevier, Amsterdam, 441 p. <https://doi.org/10.1016/c2009-0-14505-1>
- BÁRDOSY, Gy. 1997: Berthier és a bauxit kalands története. – *Földtani Közlöny* **127/3–4**, 483–492.
- BÁRDOSY, Gy. & DERCOURT, J. 1990: Les gisements des bauxites téthysiens (Méditerranée, Proche et Moyen Orient); cadre paléogéographique et controles génétiques. – *Bulletin de la Société Géologique de France* **8/4(6)**, 869–888. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.vi.6.869>
- BERTHIER, P. 1921: Analyse de l'alumine hydratée des Beaux, département des Buches-d-Rhône. – *Annales des Mines, Paris*, sér. **6**, 531–534.
- BIRKELAND, P. W. 1984: *Soils and geomorphology*. – New York, Oxford University Press, 372 p. <https://doi.org/10.1017/S0016756800031617>
- BOARDMAN, M. R., MCCARTNEY, R. F. & EATON, M. R. 1995: *Bahamian paleosols: origin, relation to paleoclimate and stratigraphic significance*. – In: CURRAN, H. A. & WHITE, B. (eds): *Terrestrial and Shallow Marine Geology of the Bahamas and Bermuda, GSA Spec. Paper 300*, Boulder, Colorado, 33–50. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2300-0.33>
- BUCKLAND, W. 1837: *Geology and mineralogy considered with reference to natural theology*. Vol. 2. – London, William Pickering, 328 p.
- BUSHINSKI, G. I. 1967: Regularities in bauxite distribution in geosynclines. – *Trudy SNIIGGIMS* **66**, Novosibirsk, 9–25.
- COMBES, J.-P. & BÁRDOSY, Gy. 1994: Typologie et contrôle geodynamique des bauxites téthysiennes. – *Comptes rendus de l'Académie des sciences* **318**, sér. **2**, 359–366.
- D'ARGENIO, B. & MINDSZENTY, A. 1995: Bauxites and related paleokarst: tectonic and climatic event markers at regional unconformities. – *Eclogae Geologicae Helveticae* **88**, 453–499.
- D'ARGENIO, B., FERRERI, V., AMODIO, S. & PELOSI, N. 1997: Hierarchy of high-frequency orbital cycles in Cretaceous carbonate platforms. – *Sedimentary Geology* **113**, 169–193. [https://doi.org/10.1016/s0037-0738\(97\)00076-6](https://doi.org/10.1016/s0037-0738(97)00076-6)
- D'ARGENIO, P. R., HERMANN, H. & KATOEN, J. P. 1999: On Generative Parallel Composition. – *Electronic Notes in Theoretical Computer Science* **22**, 30–54. [https://doi.org/10.1016/s1571-0661\(05\)80596-1](https://doi.org/10.1016/s1571-0661(05)80596-1)
- D'ARGENIO, B., FERRERI, V. & AMODIO, S. 2011: Eustatic Cycles and Tectonics in the Cretaceous shallow Tethys, Central-Southern Apennines. – *Italian Journal of Geosciences* **130/1**, 119–127. <https://doi.org/10.3301/ijg.2010.27>
- DEÁK F. J. 1996: A lábatlani Kecskék felső triász karbonátos paleotalajszintjeinek paleopedológiai szempontú vizsgálata. – *Diplomamunka*, ELTE TTK Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, 50 p.
- DEÁK, F. J., FÖLDVÁRI, M. & MINDSZENTY, A. 2002: A new tool to detect exposure surfaces in shallow water carbonate depositional environments. – *Acta Geologica Hungarica* **45/3**, 301–317. <https://doi.org/10.1556/ageol.45.2002.3.7>
- DURN, G. 2003: Terra rossa in the Mediterranean region: parent material, composition and origin. – *Geologia Croatica* **56/1**. <https://doi.org/10.4154/gc.2003.06>
- DURN, G., OTTNER, F. & SLOVENEK, D. F. 1999: Mineralogical and geochemical indicators of the polygenetic nature of terra rossa in Istria, Croatia. – *Geoderma* **91**, 125–150. [https://doi.org/10.1016/s0016-7061\(98\)00130-x](https://doi.org/10.1016/s0016-7061(98)00130-x)
- ENOS, P. & SAMANKASSOU, E. 1998: Lofer cyclothem revisited (Late Triassic, Northern Alps, Austria). – *Facies* **38**, 207–228. <https://doi.org/10.1007/bf02537366>
- ESTEBAN, M. A. & KLAPPA, C. F. 1983: Subaerial Exposure Environment. – In: SCHOLLE, P. A., BEBOUT, D. G. & MOORE, C. H. (eds): *Carbonate Depositional Environments*. – *AAPG Spec. Memoir* **216**, 49–79. <https://doi.org/10.1306/M33429C1>
- FISCHER, A. G. 1964: The Lofer Cyclothem of the Alpine Triassic. – *Kansas Geological Survey, Bulletin* **169/1**, 102–149.
- FOOS, A. M. 1991: Aluminous lateritic soils, Eleuthera, Bahamas: a modern analogue to carbonate paleosols. – *Journal of Sedimentology Petrology* **61**, 340–348. <https://doi.org/10.1306/d4267703-2b26-11d7-8648000102c1865d>
- GOLDHAMMER, R. K., DUN, 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. – *Geological Society of America Bulletin* **102**, 535–562. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1990\)102<0535:dccslc>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1990)102<0535:dccslc>2.3.co;2)
- GOLDSTEIN, R. H., ANDERSON, J. E. & BOWMAN, M. W. 1991: Diagenetic responses to sea-level change: Integration of field, stable isotope, paleosol, paleokarst, fluid inclusion and cement stratigraphy research to determine history and magnitude of sea-level fluctuation. – In: FRANSEEN, E. K., WATNEY, L. W., KENDALL, C. G. ST. C. & ROSS, W. (eds): *Sedimentary Modeling: Computer simulations and methods for improved parameter*. *Bulletin of Kansas Geological Survey* **233**, 139–161. <https://doi.org/10.17161/kgsbulletin.no.233.20454>
- HAAS, J. 1988: A Dunántúli-középhegység felsőtriász karbonátos kőzeteinek fácieselemzése a Lofer-ciklusok jellegei alapján. – *Földtani Közlöny* **118**, 101–108.
- HAAS, J. 1994: Lofer cycles of the Upper Triassic Dachstein platform in the Transdanubian Mid-Mountains (Hungary). – In: BOER, P. L. DE & SMITH, D. G. (eds): *Orbital Forcing and Cyclic Sequences*. Wiley online Library. <https://doi.org/10.1002/9781444304039.ch20>

- HARDEN, J. W. 1982: A quantitative index of soil development from field descriptions: examples from a chronosequence in central California. – *Geoderma* **28**, 1–28. [https://doi.org/10.1016/0016-7061\(82\)90037-4](https://doi.org/10.1016/0016-7061(82)90037-4)
- IMMENHAUSER, A., SCHLAGER, W., BURNS, S. J., SCOTT, R. W., GEEL, T., LEHMANN, J., VAN DER GAEST, S. & BOLDER-SCHRIJVER, L. J. A. 2000a: Origin and correlation of unconformity surfaces and marker beds, Nahr Umr Formation, Northern Oman – Middle East Models of Jurassic-Cretaceous Carbonate Systems. – *SEPM Special Publication* **69**, 209–225. <https://doi.org/10.2110/pec.00.69.0209>
- IMMENHAUSER, A., CREUSEN, A., ESTEBAN, M. & VONHOF, H. B. 2000b: Recognition and interpretation of polygenetic discontinuity surfaces in the Middle Cretaceous Shu'aiba, Nahr Umr and Natih Formations of Northern Oman. – *GeoArabia* **5**, 299–322. <https://doi.org/10.2113/geoarabia0502299>
- JOACHIMSKI, M. M. 1994: Subaerial exposure and deposition of shallowing upward sequences. Evidence from stable isotopes of Purbeckian peritidal carbonates (basal Cretaceous), Swiss and French Jura Mts. – *Sedimentology* **41**, 805–824. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1994.tb01425.x>
- LAMPLUGH, G. W. 1902: 'Calcrete'. – *Geological Magazin* (Decade IV), p. 575. <https://doi.org/10.1017/s0016756800181646>
- LOUGHNAN, F. C. 1969: *Chemical weathering of silicate minerals*. – American Elsevier, 154 p. <https://doi.org/10.1126/science.168.3939.1567-a>
- MARTIN-CHIVELET, J. & GIMENEZ, R. 1992: Paleosols in microtidal carbonate sequences, Sierra de Utiel Formation. Upper Cretaceous, S. E. Spain. – *Sedimentary Geology* **81**, 125–145. [doi.org/10.1016/0037-0738\(92\)90060-5](https://doi.org/10.1016/0037-0738(92)90060-5)
- MILNES, A. R. 1992: Calcretes. – In: MARTINI, I. P. & CHESWORTH, W. (eds): *Weathering, Soils and Paleosols*. – Developments in Earth Surface Processes No. 2, Elsevier, 309–344. <https://doi.org/10.1016/b978-0-444-89198-3.50018-0>
- MINDSZENTY, A. 2019: Soils or sediments? The role of R. Langohr's process-oriented approach in understanding carbonate-related paleosols of the stratigraphic record. – In: DEÁK, J., AMPE, C. & MIKKELSEN, J. H. (eds): *Soils as Records of Past and Present. Proceedings Geoarcheological Meeting, Bruges (Belgium), 6–7 November 2019*, Raakvlak, Bruges, 263–270.
- MINDSZENTY, A. & DEÁK, F. J. 1996: Carbonate paleosols from the Upper Triassic of the Gerecse Hills, Hungary. – *Abstracts, Sediment '96, Wien, 11. Sedimentologentreffen*. University of Wien, p. 113.
- MINDSZENTY, A. & DEÁK, F. J. 1999: Carbonate paleosols from the Upper Triassic of the Gerecse Mountains, Hungary. – *Földtani Közlöny* **129/2**, 213–248.
- MINDSZENTY, A., D'ARGENIO, B. & AIELLO, G. 1996: Lithospheric bulges at regional unconformities. The case of the Mesozoic–Tertiary Apulia. – *Tectonophysics* **252**, 137–161. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00091-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00091-7)
- MUHS, D. R., BUSH, C. A. STEWART, K. C. ROWLAND, T. R. & CRITTENDEN, R. C. 1990: Geochemical evidence of Saharan dust parent material for soils developed on Quaternary limestones of Caribbean and western Atlantic islands. – *Quaternary Research* **33**, 157–177. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(90\)90016-E](https://doi.org/10.1016/0033-5894(90)90016-E)
- MUHS, D. R., BUDHAN, J. R., PROSPERO, J. M., SKIPP, G. & HERWITZ, S. R. 2012: Soil genesis on the island of Bermuda in the Quaternary: The importance of African dust transport and deposition. – *Journal of Geophysical Research* **117**, F03 025. <https://doi.org/10.1029/2012jf002366>
- NEUMAYR, M. 1875: Zur Bildung der Terra Rossa. – *K.u.K. Geol. Reichsanst. Ver. Wien* **3**, 1–50.
- PLATT, N. H. & WRIGHT, V. P. 1991: Lacustrine carbonates: facies models, facies distributions and hydrocarbon aspects. – In: ANADÓN, P., CABRERA, L. & KELTS, K. (eds): *Lacustrine Facies Analysis. IAS Special Publication* **13**, 55–73. <https://doi.org/10.1002/9781444303919.ch3>
- READ, J. F. 1974: Calcrete deposits and Quaternary sediments, Edsel porvince, Shark Bay, Western Australia. – *AAPG Special Volume on Evolution and Diagenesis of Quaternary Carbonate Sequences, Shark Bay, Western Australia*, 250–282. <https://doi.org/10.1306/m22379c5>
- READ, J. F. & HORBURY, A. D. 1993: Eustatic and tectonic control on porosity evolution beneath sequence-bounding unconformities and parasequence unconformities on carbonate platforms. – In: HORBURY, A. D. & ROBINSON, A. G. (eds): *Diagenesis and Basin Development. AAPG Studies in Geology* **36**, 155–198.
- RESTALLACK, G. J. 1990: *Soils of the Past – An introduction to paleopedology*. – Unwin and Hyman, London, 520 p. <https://doi.org/10.1002/9780470698716>
- SADLER, P. M. 1981: Sediment accumulation rates and the completeness of stratigraphic sections. – *The Journal of Geology* **89/5**, 569–584. <https://doi.org/10.1086/628623>
- SADLER, P. M. 1994: The expected duration of upward-shallowing peritidal carbonate cycles and their terminal hiatuses. – *GSA Bulletin* **106**, 791–802. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1994\)106<0791:tedous>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1994)106<0791:tedous>2.3.co;2)
- SCHLAGER, W. 1999: Scaling of sedimentation rates and drowning of carbonate platforms. – *Geology* **27**, 183–186. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1999\)027<0183:sosrad>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027<0183:sosrad>2.3.co;2)
- SCHWARZACHER W. 1947: Über die sedimentäre Rhythmik des Dachsteinkalkes von Lofer. – *Geologische Bundesanstalt, Verhandlungen*, **10–12**, 175–188.
- SLOSS, L. L. 1963: Sequences in the Cratonic Interior of North America. – *Geological Society of America Bulletin* **74/2**, 93–114. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1963\)74\[93:sitcio\]2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1963)74[93:sitcio]2.0.co;2)
- STEFANOVITS P., FILEP Gy. & FÜLEKY Gy. 1999: *Talajtan*. – Mezőgazda Kiadó, 470 p.
- STYNCHULA, J. A. & ANDERSON, E. J. 2001: The relative maturity of paleosols (chrono and toposequences) formed within an orbitally forced cyclic hierarchy of cycles: The Purbeck Group, Lower Cretaceous, Dorset, England. – *Geological Society of America, Abstracts with Programs*. p. 446.
- STOOPS, G., MARCELLINO, V. & MEES, F. 2010: *Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths*. – Elsevier, 720 p. <http://doi.org/10.1016/C2009-0-18081-9>

- STRASSER, A. 1991: Lagoonal-peritidal sequences in carbonate environments: autocyclic and allocyclic processes. – In: EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A. (eds): *Cycles and Events in Stratigraphy*. Berlin, Springer-Verlag, 709–721.
- STRASSER, A. 1994: Milankovitch cyclicity and high-resolution sequence stratigraphy in lagoonal peritidal carbonates (Upper Tithonian – Lower Berriasian, French Jura Mts.). – *Special Publication of IAS* **19**, 285–301. <https://doi.org/10.1002/9781444304039.ch19>
- STRASSER, A. & HILLGÄRTNER, H. 1998: High-frequency sea-level fluctuations recorded on a shallow carbonate platform (Berriasian and lower Valanginian of Mt Salève, French Jura). – *Eclogae Geologicae Helveticae* **91**, 375–390.
- STRASSER, A., ÉRTNER, H. H., HUG W. & PITTET, B. 2000: Third-order depositional sequences reflecting Milankovitch cyclicity. – *Terra Nova* **12**, 303–311. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2000.00315.x>
- SZENDREI G. 2000: *Talaj-mikromorfológia*. – ELTE Eötvös Kiadó Budapest, 220 p.
- TURINI, P. 1808: *Della preparazione dell'alume nella miniera di San Pietro nel dipartimento dell'Istria*. – Venezia, 67 p.
- VALETON, I. 1972: *Bauxites. Developments in Soil Sciences*. – Elsevier, Amsterdam, 226 p.
- VANCAMPENHOUT, K., LANGOHR, R., SLAETS, J., BUURMAN, P., SWENNEN, R. & DECKERS, J. 2013: Paleo-pedological record of the Rocourt Pedosequence at Veldwezelt-Hezerwater (Belgian Pleistocene Loess Belt) Part 1. Evolution of the parent material. – *Catena* **107**, 118–129. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2013.02.005>
- VANSTONE, S. D. 1996: The influence of climatic change on exposure surface development: a case study from the Late Dinantian of England and Wales. – In: STROGEN, P., SOMMERVILLE, I. D. & JONES, G. L. (eds): *Recent Advances in Lower Carboniferous Geology*. – *Geological Society London Special Publications Journal* **107**, 281–301. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1996.107.01.20>
- VÉGH-NEUBRANDT, E. 1982: *Triassische Megalodontaceae – Entwicklung, Stratigraphie und Paläontologie*. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 526 p.,
- WEBSTER, T. 1826: Observations on the Purbeck and Portland Beds. – *Transactions of the Geological Society of London* **2**, 37–44. <https://doi.org/10.1144/transgslb.2.1.37>
- WILKINSON, B. H., OPDYKE, B. N. & ALGEO, T. J. 1991: Time partitioning in cratonic carbonate rocks. – *Geology* **19/11**, 1093–1096. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1991\)019<1093:tpiccr>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1991)019<1093:tpiccr>2.3.co;2)
- WRIGHT, V. P. 1994: Paleosols in Shallow Marine Carbonate Sequences. – *Earth Science Reviews* **35/4**, 367–395. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90002-7](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90002-7)
- WRIGHT, V. P. & MARRIOTT, S. B. 1996: A quantitative approach to soil occurrence in alluvial deposits and its application to the Old red Sandstone of Britain – *Journal of Geological Society, London* **153**, 907–913. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.153.6.0907>
- WRIGHT, V. P. & TUCKER, M. E. 1991: Calcretes: an Introduction. – In: WRIGHT, V. P. & TUCKER, M. E. (eds): *Calcretes*. Reprint Series Vol. 2. IAS, Blackwell, Oxford, 1–22. <https://doi.org/10.1002/9781444304497.ch>
- WRIGHT, V. P., VANSTONE, S. D. & MARSHALL, J. S. 1997: Contrasting flooding histories of Mississippian carbonate platforms revealed by marine alteration effects in palaeosols. – *Sedimentology* **44/5**, 825–842. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.1997.d01-51.x>
- YAALON, D. H. 1963: On the origin and accumulation of salts in groundwater and in soils of Israel. – *Bulletin of the Research Council of Israel* **11G**, 105–131.
- Kézirat beérkezett: 2026. 01. 23.